

**ГЕОЛОГИЯ
СССР**

**ТОМ
I**

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОБЩЕСТВО**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



*Главный редактор
академик А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1971

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ I

ЛЕНИНГРАДСКАЯ,
ПСКОВСКАЯ
И НОВГОРОДСКАЯ
ОБЛАСТИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Редактор В. А. Селиванова
Соредактор В. С. Кофман

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1971

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»

АССОВСКИЙ А. Н.
БЕЛОУСОВ В. В.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
БОГДАНОВ А. А.

БОРУКАЕВ Р. А.

БОРОВИКОВ Л. И.
ГАРЬКОВЕЦ В. Г.
ГОРБУНОВ Г. И.
(зам. главного редактора)
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.
ЕСЕНОВ Ш. Е.
ЗУБАРЕВ Б. М.

КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.

КОСОВ Б. М.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.
МАГАКЪЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)
МАЛЫШЕВ И. И.
МАРКОВСКИЙ А. П.
МАШРЫКОВ К. К.

МЕННЕР В. В.
МИРЛИН Г. А.
МИРЧИНК М. Ф.
МУРАТОВ М. В.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора)
ПОПОВ В. С.
РОГОВСКАЯ Н. В.
РОЖКОВ И. С.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СЕМЕНОВИЧ В. В.
СИДОРЕНКО А. В.
(главный редактор)
СМИРНОВ В. И.
ТРОФИМУК А. А.
ШАТАЛОВ Е. Т.
ЩЕГЛОВ А. Д.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК В. А.



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



Геология СССР. Том I. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Геологическое описание. Северо-Западное территориальное ГУ. «Недра», М., 1971 г. стр. 504.

В монографии приводится описание геологического строения территории, геотектоническое и геоморфологическое районирование, намечены границы оледенений, дается физико-географическая характеристика. Впервые на данной территории бурением установлены в локальных прогибах фундамента древние осадочные образования рифея и волынской серии вендского комплекса верхнего протерозоя. Изучены и расчленены иотнийские отложения, выходящие на поверхность на Онежско-Ладожском водоразделе.

В основу стратиграфического деления и описания разрезов положены новые унифицированные стратиграфические схемы палеозоя и докембрия Русской (Восточно-Европейской) платформы (1965 г.) и четвертичных отложений европейской части СССР (1964 г.).

Описываемая территория входит в состав северо-западной части Русской плиты, а также охватывает самую южную окраину Балтийского кристаллического щита. Основная часть территории сложена осадочной толщей пород (мощностью от нескольких метров до 2500 м и более) верхнепротерозойского и палеозойского возраста, залегающих на сложно дислоцированном кристаллическом основании гранито-гнейсового состава архейско-нижнепротерозойского возраста. На участке Балтийского щита, входящего в описываемую территорию, с поверхности развиты архейские и нижнепротерозойские гнейсы и кристаллические сланцы с интрузиями гранитов. Вся территория покрыта сплошным чехлом средне- и верхне-четвертичных отложений различной мощности, в основном ледникового и водно-ледникового происхождения.

Настоящая монография содержит материал по состоянию изученности территории на 1/1 1969 г. с некоторыми уточнениями более позднего времени. К монографии прилагаются две красочные геологические карты дочетвертичных отложений и четвертичных отложений в масштабе 1 : 1 000 000.

Таблиц 21, иллюстраций 66, библиография — 480 названий.

ВВЕДЕНИЕ

Территория Ленинградской, Новгородской и Псковской областей расположена на северо-западе европейской части СССР, в пределах географических координат $55^{\circ}17'$ и $61^{\circ}20'$ с. ш. и $27^{\circ}30'$ и $36^{\circ}27'$ в. д. На севере она граничит с Карельской АССР и Финляндией, на юге — с Белорусской ССР и Смоленской областью, на западе — с Эстонской и Латвийской ССР, на востоке — с Вологодской и Калининской областями (рис. 1).

За последние двадцать пять лет накоплен обширный фактический материал по стратиграфии и тектонике, в одних случаях значительно изменившийся, в других — уточнившийся прежние представления о глубинном геологическом строении осадочного чехла и кристаллического фундамента. Также существенно уточнилась, а местами коренным образом изменилась геологическая карта. За этот период более трех четвертей территории было покрыто комплексными геологическими съемками, сопровождавшимися большим объемом структурно-картировочного бурения. Почти на всей площади с различной степенью детальности проведены комплексные геофизические исследования (аэромагнитная и гравитационная съемки), пробурены многочисленные глубокие опорные и структурные скважины, вскрывшие фундамент.

В результате геологосъемочных, буровых и геофизических работ получено представление о характере поверхности, внутренней структуре и шестественном составе фундамента. Впервые установлены бурением в локальных прогибах фундамента древние осадочные образования рифея и венда (волынская серия). Изучены и расчленены иотнийские отложения, выходящие на поверхность на Онежско-Ладожском водоразделе. Получены интересные данные по новейшим тектоническим движениям земной поверхности. На основе детальных геологических съемок на современном уровне произведено геоморфологическое районирование территории, намечены границы ледниковой и стадий. За этот же период выполнен ряд специальных тематических и сводных работ по отдельным отраслям геологической науки, в том числе по тектонике и палеогеографии. В последние годы создана новая унифицированная стратиграфическая схема палеозоя и докембрия Русской (Восточно-Европейской) платформы, а также унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений европейской части СССР, разработанные: первая — на Межведомственном стратиграфическом совещании в 1962 г., а вторая — в 1963 г. В настоящей монографии эти схемы положены в основу стратиграфического деления и описания разрезов. В то же время в монографии нашла отражение и другая схема четвертичных отложений, широко использованная при геологическом картировании в Северо-Западном геологическом управлении.

Описываемый регион входит в состав северо-западной части Русской плиты, а также охватывает самую южную окраину Балтийского кристаллического щита. Основная его часть сложена осадочной толщей

пород мощностью свыше 2000 м верхнепротерозойского и палеозойского возраста, залегающих моноклиально на сложно дислоцированном кристаллическом основании гранито-гнейсового состава архейско-нижне-

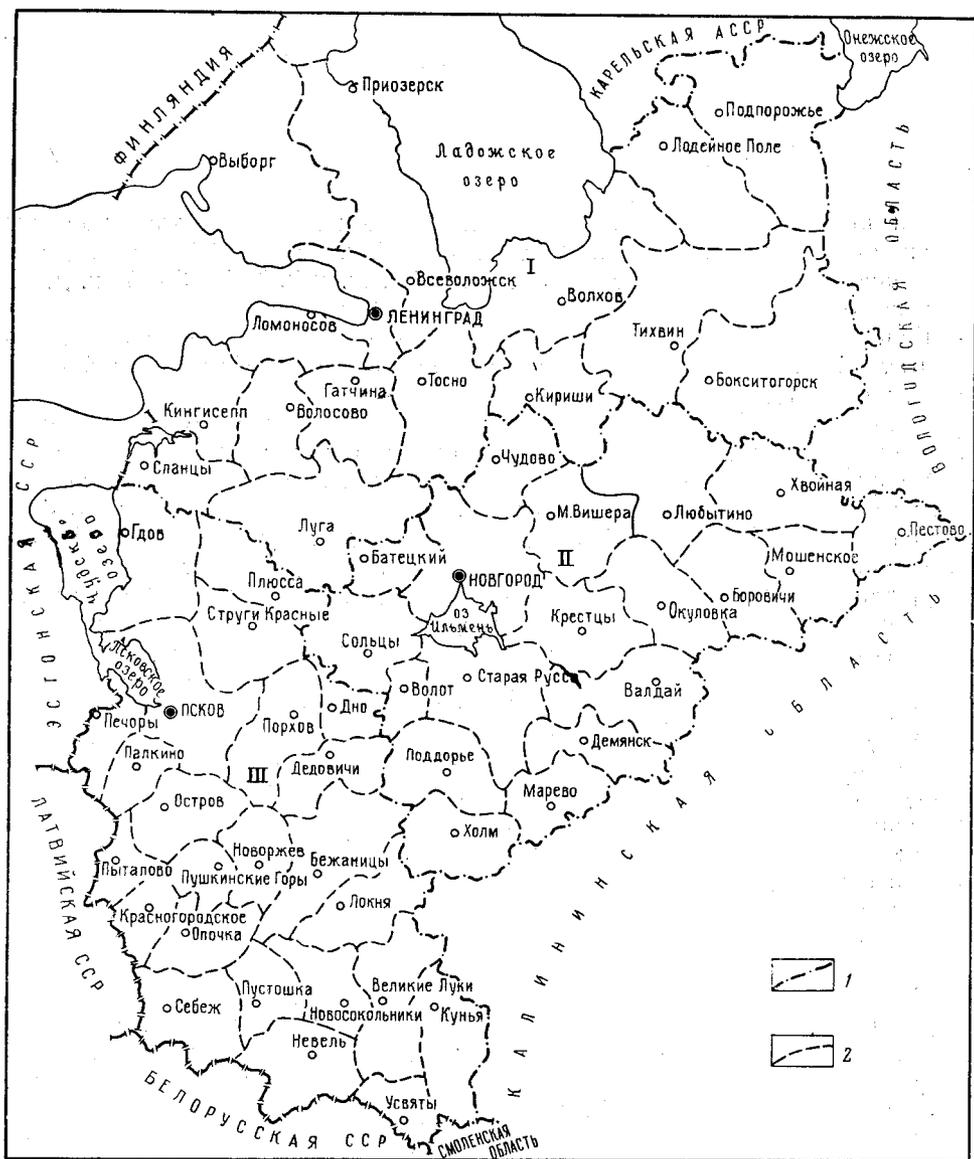


Рис. 1. Схематическая обзорная карта административного деления Ленинградской, Новгородской и Псковской областей по состоянию на 1/1 1970 года

Границы: 1 — областей, 2 — административных районов.

Области: I — Ленинградская, II — Новгородская, III — Псковская

протерозойского возраста. На Балтийском щите с поверхности развиты архейские и нижнепротерозойские гнейсы и кристаллические сланцы с интрузиями гранитов.

Вся территория перекрыта почти сплошным чехлом рыхлых четвертичных отложений различной мощности, преимущественно ледникового

Таблица 1

№ на рис. 2	№ скважины	Местоположение скважины	Глубина, м	Возраст вскрытых пород	
				от	до
1	2478	с. Дружноселье, Ленинградская обл.	40,0		
2	7-кп	д. Михалево " "	151,5	γ_5Pt_3	
3	19-кп	ст. Кузнечное " "	150,5	γ_1A	
4	108/1	д. Снетково " "	190,3	γ_2A	γ_1A
5	328	пос. Гвардейское " "	103,9	Pt_3pr	
6	17-пк	ст. Возрождение " "	100,8	γ_5Pt_3	
7	14	д. Балахново " "	103,8	γ_1A	
8	16-кп	д. Васильево " "	108,1	γ_1A	
9	214	пос. Высокое " "	128,3	γ_1A	
10	330	д. Жидково " "	100,0	γ_2A	
11	110/2127	пос. Кутузовское " "	202,0	Pt_3gd	
12	6-кп	д. Яблоновка " "	286,5	Pt_3vl	$A-Pt_1$
13	204	р-н пос. Кирилловское " "	120,3	Pt_3gd	γPt_2
14	1140	пос. Вязы " "	52,2	γPt_2	γPt_3
15	219	вблизи оз. Нахимовское " "	159,5	Pt_3gd	γPt_3
16	16	пос. Котово " "	128,4	Pt_3gd	APt_1
17	21	пос. Денисово " "	500,3	Pt_3gd	Pt_3pr
18	222	гора Недоступная " "	165,1	Pt_3gd	γPt_3
19	61	пос. Горьковское " "	147,3	Pt_3gd	A
20	50	пос. Первомайское " "	172,5	Pt_3kt	$A-Pt_1$
21	58	пос. Камешки " "	220,0	Pt_3kt	Pt_2
22	52	пос. Лемболово " "	186,3	Pt_3kt	Pt_3gd
23	53	пос. Озерки " "	117,0	Pt_3gd	γPt_3
24	162	пос. Солнечное " "	153,2	Pt_3kt	A
25	128	пос. Агалатово, Ленинградская обл.	230,2	Pt_3kt	A
26	226	пос. Левашево " "	190,2	Pt_3kt	A
27	350	пос. Кузьмолово " "	205,0	Pt_3kt	A
28	534	пос. Ириновка " "	241,0	Pt_3kt	Pt_1
29	5	д. Остречины " "	268,0		
30	4	д. Сюрьга " "	143,2	$Pt_3?sk$	
31	6	д. Сойгиницы " "	205,3	$Pt_3?sk$	
32	8	д. Заозерье " "	840,8	$Pt_3?sk$	$A-Pt_1$
33	6	д. Нила " "	356,2	Pt_3kt	$Pt_3?sk$
34	2	д. Курлово " "	180,0	D_3sv	$Pt_3?sk$
35	4	д. Педложи " "	277,2	$D_3sil-sv$	$A-Pt_1$
36	1	д. Шеменичи " "	308,3	D_3sr	$Pt_2?pt$
37	36	д. Юксовичи " "	138,6	D_3vr_1	$A-Pt_1$
38	16	д. Бараны " "	164,5	D_3sv-cd	$Pt_3?sk$
39	1	д. Шамокша " "	336,1	D_3vr_1	$Pt_3?sk$
40	12	д. Печеницы " "	298,0	Sm_1lm	Pt_{1-2}
41	13	д. Коргиничи " "	710,5	D_3br	Pt_3gd
42	10	пос. Тумазы " "	726,6	D_3vr_1	$A+Pt_1$
43	1	д. Гонгиничи " "	573,7	D_3vr_1	$Pt_3?pt$
44	3	пос. Паша " "	590,3	D_3vr_1	$Pt_3?sk$
45	1	пос. Аলেখовщина " "	385,6	Sm_1lm	Pt_3vl
46	2	д. Малашаты " "	782,6	D_3ps+cd	Pt_2
47	—	д. Липки " "	250,25	Sm_1ln	Pt_2
48	5	д. Лендовщина " "	174,5	D_3vr_1	Sm_1ln
49	55	д. Таменгонт " "	245,0	Pt_3kt	A
50	7	пос. Стрельна " "	213,0	Sm_1ln	A
51	37	г. Ленинград (ВСЕГЕИ) " "	201,0	Sm_1lm	A
52	100	пос. Уткина Заводь " "	248,5	Pt_3kt_3	A
53	94	пос. Павлово " "	276,8	Sm_1ln	A
54	3361	пос. Синявино " "	353,0	Sm_1ln	A
55	49	пос. Лаврово, Ленинградская обл.	328,1	Sm_1ln	A
56	10	д. Углы " "	444,8	O_1pk	Pt_1
57	99	д. Хвалово " "	425,2	D_3ps	Pt_1
58	140	пос. Копорье " "	320,3	O_2tl	Pt_3gd

Продолжение табл. 1

№ на рис. 2	№ скважины	Местоположение скважины	Глубина, м	Возраст вскрытых пород	
				от	до
59	156	пос. Муховицы, Ленинградская обл.	222,4	O_2kk	Pt_3kt
60	146	пос. Красное Село " "	350,0	O_1kn	A
61	236	с. Рыбацкое " "	274,4	Cm_1ln	A
62	127	с. Маршагино " "	471,4	O_2kk	Pt_1
63	4	д. Палуя " "	300,1	D_3vr_1	O_2tl
64	—	д. Большая Переволока " "	165,2	O_3nb	$Cm_2?ts$
65	437	д. Хотыницы " "	147,5	O_2hr	Cm_1ln
66	343	д. Медниково " "	141,0	O_2kg	Cm_1ln
67	502	пос. Елизаветино " "	460,1	O_2kg	A
68	362	г. Гатчина " "	437,5	D_2st	A
69	40	пос. Большое Замостье " "	431,2	D_2st	A+Pt
70	235	пос. Поповка " "	339,4	O_1pk	A
71	291	Назиевские торфоразработки (Рабочий поселок № 5), Ленинградская обл.	102,7	O_2hr	O_1pk
72	14-с	пос. Порхово " "	297,6	O_2tl	A
73	449	пос. Малосковицы " "	398,0	O_2kg	A
74	15	ст. Суйда " "	451,0	D_2nr	A+Pt
75	36	д. Пустошка " "	410,3	D_2	A+Pt
76	509	г. Тосно " "	209,3	D_2st	Pt_3kt
77	321	д. Костово " "	468,7	D_2st	A
78	139	д. Заречье " "	532,4	D_3sv	Pt_1
79	578	д. Грязно " "	181,7	D_2nr	Cm_1ln
80	Опорная	пос. Сиверский " "	477,0	D_2st	A
81	665	с. Усадище " "	176,1	D_2st	Cm_1ln
82	362	ст. Ушаки " "	465,4	D_2st	A
83	387	пос. Соколов Ручей " "	520,4	D_2st	A
84	407	д. Смердяня " "	146,2	O_2kg	Cm_1ln
85	445	д. Мягры " "	542,9	D_2nr	A
86	197	г. Кириши " "	247,0	D_3ps	Cm_1ln
87	5836	ст. Дыми " "	258,0	D_3vr_1	O_2iv
88	3-с	д. Столбово " "	485,6	D_2st	A
89	8	д. Померанье " "	560,2	D_2st	A
90	218	д. Крапивно " "	326,4	D_3vr_1	$Cm_2?ts$
91	25	ст. Бабино " "	510,6	D_3cd	Pt_2gd
92	4	г. Будогощь " "	435,8	D_3br	Cm_1ln
93	13-к	ст. Подборовье " "	178,5	$C_2kš$	D_3vr_1
94	5-е	д. Моклочно, Псковская обл.	254,5	D_2st	$Cm_2?ts$
95	4-с	д. Детково " "	321,7	D_2st	$Cm_2?ts$
96	124	д. Большое Опочивалово, Новгородская обл.	215,0	D_3sv	$O_2šn$
97	115	г. Чудово " "	296,0	D_3cd	Cm_1ln
98	29	д. Зеленщина " "	475,3	D_3vr_1	O_1kn
99	3	д. Мишина Гора, Псковская обл.	903,0		
100	2	д. Корытно " "	425,2	D_2st	A+Pt ₁₊₂
101	1	д. Березицы, Ленинградская обл.	604,4	D_3sn	A+Pt ₁₋₂
102	2	д. Жглино " "	601,1	D_3sv	A+Pt ₁₋₂
103	1	д. Заполье, Новгородская обл.	300,7	D_3sv	O_2hr
104	2-р	д. Тютицы " "	774,0	D_3sv	A
105	186	с. Красный Ударник " "	477,2	D_3il	Cm_1ln
106	—	ст. Анциферово " "	200,4	C_1pr	D_3el
107	7275	р-н ст. Хвойная " "	187,8	$C_2kš$	D_3lb
108	57	д. Балково-Шиново " "	327,3	D_3el	D_3cd
109	—	д. Косунские Горы " "	200,8	C_1pr	D_3lv+ev
110	7284	р-н ст. Хвойная " "	201,4	C_2vr	D_3zd
111	25	д. Мараморочка, Псковская обл.	60,0	D_3cd	$D_3šv$
112	18	д. Пирогово, Новгородская обл.	475,0	D_3cd	O_1pk
113	3	р-н ст. Окуловка " "	211,75	C_1tl	D_3vr_1
114	2	д. Осташово " "	203,6	C_1pr	D_3el

Продолжение табл. 1

№ на рис. 2	№ скважины	Местоположение скважины	Глубина, м	Возраст вскрытых пород	
				от	до
115	4	д. Гусево, Новгородская обл.	200,6	C_1pr	C_1tl
116	1-р	д. Паниковичи, Псковская обл.	636,6	$D_3\check{c}d$	A
117	4	д. Гнильно " "	551,0	D_3sn	Cm_1ln
118	1	д. Лопатово " "	506,7	$D_3\check{s}v$	O_1vl
119	37	д. Выбити, Новгородская обл.	491,1	D_3sv	O_1lt
120	35	д. Доворец " "	494,6	D_3il	O_1vl
121	1-р	д. Зайцево " "	1018,2	D_3vr_1	A
122	2-р	д. Невская " "	1025,5	D_3vr_1	A
123	149	д. Камока (пос. Парахино)	325,15	D_3dn	D_3il
124	Опорная	р-н ст. Пестово	1612,6	P_2nu	APt_{1-2}
125	1-р	п. Локно, Псковская обл.	546,0	$D_3\check{c}d$	A
126	Опорная	г. Порхов " "	856,8	D_3il	A
127	"	г. Старая Русса, Новгородская обл.	964,0	D_3br	A
128	15	р-н г. Боровичи " "	283,5	C_1tl	D_3vr_1
129	16	р-н г. Боровичи " "	202,4	C_1tr	D_3dn
130	2-р	ст. Черская, Псковская обл.	845,6	D_3sv	A
131	1-р	р-н г. Крестцы, Новгородская обл.	1759,2	D_3vr_2	A
131a	2-р	р-н г. Крестцы " "	1836,4	D_3vr_1	Pt_{1-2}
132	5	р-н ст. Угловка " "	200,1	C_1vn	D_3zd
133	18	д. Лодова, Псковская обл.	105,0	D_3br	$D_3\check{s}v$
134	Опорная	г. Валдай, Новгородская обл.	1671,0	C_1tl	Pt_3vl
135	4	д. Горшихино, Псковская обл.	486,1	D_3vr_1	O_3pr
136	9	д. Бобково, Новгородская обл.	482,8	D_3vr_1	D_3st
137	15	д. Б. Пожня, Псковская обл.	170,0	D_3vr_1	D_2st
138	337	д. Аполье " "	185,0	D_3vr_1	D_3sv
139	58	д. Лошутино " "	368,4	D_3vr_1	D_3nr
140	66	д. Ивахново " "	181,5	D_3vr_1	$D_3\check{s}v$
141	57	д. Кисели " "	332,7	D_3br	D_2st
142	2	п. Прискуха " "	410,0	D_3vr_1	D_2st
143	45	д. Могильно " "	143,0	D_3br	$D_3\check{s}v$
144	44	д. Пустошка " "	175,0	D_3vr_1	D_3sn
145	28	д. Теплухино " "	233,3	D_3br	$D_3\check{s}v$
146	15	д. Ковалево " "	189,9	D_3vr_1	D_3sn
147	1	с. Кунья " "	490,0	D_3fb	D_2st
148	Опорная	р-н г. Невель " "	936,0	D_3vr_1	A

и водно-ледникового происхождения. Обнаженность дочетвертичных пород в общем слабая. Естественные обнажения приурочены главным образом к долинам рек, в основном в местах пересечения ими эрозионных уступов (глинтов). В связи с этим геологическое строение рассматриваемой территории, относящейся к закрытым районам Русской платформы, изучалось на основании разрезов буровых скважин (опорных, структурно-картировочных, разведочных, поисковых, гидрогеологических), пробуренных преимущественно в период 1947—1969 гг., когда проводилась планомерная геологическая съемка среднего масштаба. Основные наиболее полные и характерные разрезы скважин, вскрывшие допалеозойские, палеозойские и четвертичные отложения, приведены в табл. 1. Местоположение этих скважин показано на рис. 2.

К монографии прилагаются геологические карты в масштабе 1:1 000 000 дочетвертичных и четвертичных отложений. В томе отражены геологические материалы по состоянию изученности территории на 1/1 1969 г. с некоторыми уточнениями и поправками более позднего времени.

Монография составлена большим коллективом геологов Северо-Западного геологического управления, участвующих в изучении геологического строения территории и отложений тех систем, по которым со-

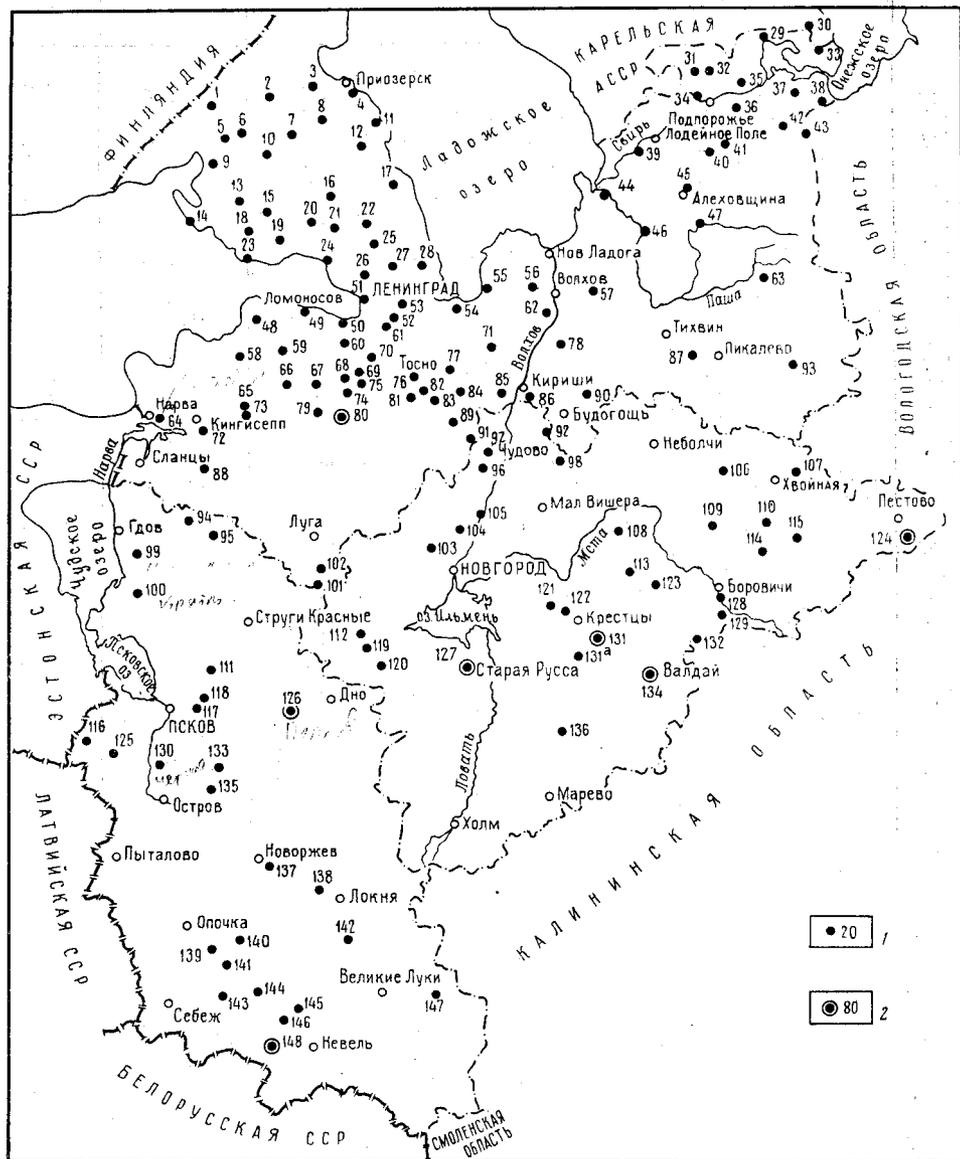


Рис. 2. Схема расположения основных буровых скважин. В. А. Селиванова (1969 г.)
1 — структурные и картировочные скважины; 2 — опорные скважины. Цифры на схеме — номера скважин

ставлены очерки, — Т. В. Александрова, Н. И. Апухтин, И. П. Баканова, Н. А. Вологовская, Д. И. Гарбар, В. Ю. Горянский, В. С. Кофман, Д. Б. Малаховский, А. П. Саломон, Э. Ю. Саммет, В. А. Селиванова, Е. И. Хавин, А. С. Яновский, а также соавторами главы «Тектоника» — В. Н. Зандером (Западный геофизический трест) и Б. Н. Можаяевым (Лаборатория аэрометодов).

Научное редактирование тома проведено В. А. Селивановой и В. С. Кофманом. Рецензирование отдельных глав и разделов выполняли А. А. Богданов и С. С. Шульц («Тектоника»), К. О. Кратц («Архей, протерозой, иотнийская серия»), Н. С. Иголкина и А. Н. Гейслер («Рифей, вендский комплекс и балтийская серия»), Т. Н. Алихова («Ордовикская система»), Р. М. Пистрак («Девонская система»), М. А. Калмыкова («Каменноугольная система»), М. Е. Вигдорчик («Четвертичные отложения» и «Геоморфология»). Большую работу по рецензированию подготовленной к печати монографии по поручению Главной редакции «Геологии СССР» проделала А. И. Зоричева.

Подготовка тома к изданию осуществлялась в Северо-Западном территориальном геологическом управлении (г. Ленинград). Вся техническая работа, связанная с подготовкой тома к печати, выполнена Л. В. Андриановой, картографические работы — Э. Н. Брацлавской.

Геологическое изучение территории Ленинградской, Новгородской и Псковской областей началось еще во второй половине XVIII в. И вот уже более двухсот лет интерес геологов к этой территории не ослабевает. Объясняется это прежде всего наличием в ее недрах значительных запасов бокситов, огнеупорных глин, каменного угля, минеральных красителей, гипса, фосфоритов, горючих сланцев, флюсовых известняков, строительных материалов и других видов минерального сырья.

До середины XIX в. геологические исследования на описываемой территории носили случайный характер, и сведения о них приводились лишь при описании окрестностей Петербурга или касались отдельных вопросов, связанных с полезными ископаемыми (Лепехин, Паллас, Севергин, Странгвайс, Георги и др.). Так, в районе г. Боровичей в Новгородской губернии уже в 1764—1765 гг. проводились поиски угля (Яблоков, 1967).

Первые сведения о стратиграфии характеризуемого района были получены в сороковых годах прошлого века в результате исследований Х. Пандера (1841—1843), Э. И. Эйхвальда (1825, 1840), Р. Мурчисона, А. Кайзерлинга, Е. Вернейля, Г. Гельмерсена, Д. И. Соколова (1831—1841). Ранний период геологического изучения завершился появлением первой геологической (геогностической) карты, составленной Куторгой в 1852 г. в масштабе 1 : 420 000.

Геологические исследования, проведенные в течение второй половины XIX в., по своему научному уровню и результатам были значительно выше. К этому периоду относятся исследования академика Ф. Б. Шмидта, который на протяжении пятидесяти лет (1858—1908 гг.) занимался систематическим изучением ископаемых остатков и стратиграфией отложений нижнего палеозоя Прибалтики и Петербургской губернии. Созданная Ф. Б. Шмидтом (1858, 1881, 1882, 1888, 1897, 1898) палеонтологически обоснованная стратиграфическая схема ордовикских (нижнесилурийских) отложений не потеряла своего значения и в наши дни.

Успеху исследований Ф. Б. Шмидта способствовала вышедшая в 1861 г. монография Э. Эйхвальда «Палеонтология России». Кроме систематического описания ископаемых остатков многообразной фауны и флоры из палеозойских отложений, в этой работе приведено одно из наиболее полных для того времени описаний палеогеографии палеозоя Европейской России. Изучением ископаемых остатков фауны, заключенной в кембро-ордовикской песчаной толще (оболовый, фукоидный и зофитоновый песчаники), в течение 1888—1896 гг. занимался А. Э. Миквитц.

Наряду с изучением кембрийских и ордовикских отложений продолжалось изучение и более молодых образований — девонских (Бок, 1869; Барбот де Марни, 1878), каменноугольных (Дитмар, 1873; Ерофеев,

1879), пермских (Барбот де Марни, 1858), четвертичных (Кропоткин, 1871, 1876; Шмидт, 1871).

В 60-х годах XIX в. началось изучение и освоение Тихвинского бокситового района. В 1864 г. А. Дитмар дал первое подробное описание пород песчано-глинистой толщи нижнего карбона и в их числе «кровоно-красных и снежно-белых глин» (бокситовые породы). Эти породы А. Дитмар отнес к верхнему девону, считая каменноугольными только перекрывающие их известняки. Промышленное освоение выявленных «красных и белых глин» началось в 80-х годах прошлого столетия.

С 1882 г. (с момента организации Геологического комитета) и до 1928 г. (года его реорганизации) на большей части описываемой территории проводилась систематическая геологическая съемка. Одновременно продолжалось дальнейшее изучение стратиграфии палеозойских отложений. Особенно значительными были исследования В. В. Ламанского (1905), составившего исчерпывающее монографическое описание отложений нижнего ордовика, а также работы П. Н. Венюкова (1884, 1886) по девонским отложениям Русской платформы, в том числе Главного девонского поля. Большой интерес представляют работы А. Ф. Погребова о геологическом строении окрестностей Петербурга, исследования А. П. Карпинского по тектонике и палеогеографии Ленинградской области.

После Великой Октябрьской социалистической революции к изучению геологического строения Ленинградской и смежных областей привлекается большой коллектив геологов, начинаются планомерные геологические съемки и поисково-разведочные работы (Б. П. Асаткин, М. Э. Янишевский, Н. Н. Соколов, В. Г. Хименков, И. В. Даниловский, А. И. Москвитин, А. И. Мордвинов, Е. М. Люткевич, Н. В. Потулова, К. Л. Глинка, А. В. Фаас, А. Ф. Лесникова, Л. Н. Тихеева, И. В. Даниловский и др.). Геологические карты, составленные в 1921—1932 гг., с возможной в то время полнотой осветили состав, генезис, стратиграфическое положение и распространение всех встречающихся здесь отложений с самых древних до четвертичных включительно. На основе материалов геологической съемки и других региональных исследований М. Э. Янишевский, М. М. Тетяев, Р. Ф. Геккер и др. в 1922 г. составили для I Всесоюзного геологического съезда путеводитель геологических экскурсий по окрестностям Петрограда, который и сейчас еще может служить ценным пособием при ознакомлении с основными особенностями геологического строения Ленинградской области.

До 1929 г. геологические исследования производились многочисленными и самыми различными по роду своей деятельности учреждениями: Академией наук, Геологическим комитетом, Московским и Ленинградским обществами испытателей природы, Минералогическим обществом, Ленинградским университетом, Горным институтом и др. В 1929 г. был образован Северо-Западный геолого-гидрогеодезический трест, позднее переименованный в Ленинградское геологическое управление, а затем в Северо-Западное территориальное геологическое управление, который должен был производить все виды геологических работ в пределах данного региона, а также координировать усилия в этом направлении всех других учреждений. Организация территориального треста способствовала широкому развитию поисковых и разведочных работ на карбонатное сырье, горючие сланцы, бурые угли, огнеупорные глины, бокситы, строительные материалы, более значительные площади охватила геологическая съемка.

В 1929 г. в Известиях Геологического комитета была опубликована статья З. А. Богдановой «О разрезе нижнего карбона западного крыла Подмосковского бассейна», в которой заложены основы стратиграфиче-

ского расчленения нижнекаменноугольных отложений на Северо-Западе. Все породы, залегающие выше песчано-глинистой толщи, расчленяются на четыре толщи (*a, b, c, d*), четко сопоставляющиеся с окской и серпуховской свитами Подмосковья. Начатую З. А. Богдановой работу по изучению литологии и стратиграфии каменноугольных отложений северо-западной окраины Подмосковского бассейна продолжала в 30-х годах созданная под руководством С. Ф. Малявкина «Карбоновая группа», в которую входили М. Э. Янишевский (1935, 1954), Н. Н. Форш (1931, 1932, 1935), А. Э. Ульмер (1934, 1935, 1946), Е. П. Брунс (1935, 1939), А. В. Михайлов (1935), В. Н. Железкова (1938), Р. Ф. Геккер (1938), С. Г. Вишняков (1934, 1935, 1940), С. Ф. Малявкин (1934), В. П. Бархатова (1931, 1932), Б. С. Соколов (1940, 1941.). Ими были детально описаны опорные разрезы каменноугольных отложений по рекам Мсте, Прикше, Рагуше, Тутоке, Пярдомле, Тешемле, Вытегре, Тагажме, Андоме и ручью Патрову и составлены стратиграфические схемы расчленения каменноугольных отложений для Боровичско-Любытинского (М. Э. Янишевский, Н. Н. Форш, Р. Ф. Геккер), Тихвинского бокситового (С. Г. Вишняков) и Андомо-Вытегорского (В. П. Бархатова) районов. Эти схемы, обобщенные обширным палеонтологическим материалом, достаточно четко сопоставлялись между собой, а также с региональной стратиграфической схемой для южных частей Подмосковского бассейна. Они явились необходимой основой всех дальнейших геологических исследований карбона в пределах описываемого региона.

В 1929 г. было начато систематическое изучение девонских отложений Главного девонского поля (в пределах Ленинградской, Новгородской и Псковской областей). В результате трехлетних исследований группа геологов (Д. В. Обручев, М. Ф. Филиппова, В. П. Бархатова, Н. Н. Форш, Е. П. Брунс и др.) под руководством Р. Ф. Геккера составила сводные стратиграфические разрезы для отдельных частей бассейнов рек Великой, Шелони, Ловати, Мсты, Оредежи, Луги, Сяси, Паши, Ояты.

Результаты этих исследований частично были опубликованы в 1932 г. в виде отдельных четырех очерков под названием «Отложения Главного девонского поля», а в 1941 г. вышла монография «Фауна Главного девонского поля», составленная Д. В. Наливкиным, В. Н. Рябининым, Б. В. Чернышевым, Е. М. Люткевичем, Н. Н. Яковлевым под редакцией и при участии Р. Ф. Геккера. Схема стратиграфии девонских отложений, созданная в 1932—1933 гг. Р. Ф. Геккером и Д. В. Обручевым, с небольшими коррективами, внесенными Б. П. Марковским (1952) и Н. М. Музыченко (1948), является по настоящее время единственной для этой территории.

Стратиграфию и литологию среднедевонских отложений в этот период изучали Д. В. Обручев (1930, 1933), расчленивший средний отдел девона Ленинградской области на три части, а также Б. П. Асаткин (1931, 1934) и А. А. Черейский (1934), выделившие в наровских слоях четыре литологические пачки слоев: сабскую, руйскую, лемовжскую и хотнежскую, четко выдерживающиеся от границ Эстонии до меридиана г. Гатчины.

Геологическая карта девонских отложений Ленинградской области, опубликованная в 1933 г. под редакцией Р. Ф. Геккера, имела большое практическое значение для дальнейших поисков карбонатного сырья.

Основными исследователями стратиграфии и палеонтологии ордовикских и кембрийских отложений Ленинградской области были Б. П. Асаткин (1931, 1937, 1941, 1948) и М. Э. Янишевский (1932, 1939, 1948). Б. П. Асаткин расчленил толщу нижнекембрийских глин на синие

и ляминаритовые и выделил гдовские слои. В среднем ордовике он выделил (1931 г.) в качестве самостоятельного горизонта губковые (ныне шундровские) слои. М. Э. Янишевский (1939) в своей работе, посвященной кембрийским отложениям Ленинградской области, приводит большой материал по разрезам буровых скважин и естественным обнажениям и обосновывает по находкам остатков червей нижнекембрийский возраст синих глин.

Кембро-ордовикскую песчаниковую толщу в обнажениях по рекам Тосне, Саблинке, Ижоре, Поповке изучали Н. В. Потулова (1927), Б. А. Некрасов (1938) и Л. Б. Рухин (1939).

В 30-х годах Б. П. Асаткин на Гдовском месторождении горючих сланцев детально изучил кукерский горизонт, выделил промышленную пачку и оконтурил распространение горючих сланцев на восток и юго-восток. В 1931—1932 гг. он составил детальную геологическую карту северо-западной части Силурийского плато, позднее дополненную и уточненную В. А. Кротовой (1938 г.) и Г. В. Суйковским (1946 г.). В 1931 г. вышла в свет геологическая карта Ленинградской области, составленная под руководством Б. П. Асаткина.

В 1933 г. Северо-Западный геологический трест опубликовал сводку «Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР» под общей редакцией Е. П. Брунс и С. Г. Вишнякова. Отдельные выпуски этой сводки были посвящены карбонатным породам нижнесилурийских (ордовикских) и нижне-, средне- и верхнекаменноугольных отложений. В их составлении принимали участие З. А. Богданова, В. Н. Рябинин и др. Кроме характеристики карбонатных пород как полезного ископаемого, в них дается подробное геологическое описание районов распространения этих пород.

В 20—30-х годах начались значительные исследования и в области четвертичной геологии и геоморфологии. Некоторые из них были связаны с решением крупных народнохозяйственных задач, в частности со строительством Волховской ГЭС. Прежде всего заслуживают внимания многочисленные работы Н. Н. Соколова, посвященные изучению четвертичных отложений и геоморфологии районов бассейна Волхова, оз. Ильмень и Валдайской возвышенности (1926, 1928, 1931, 1934). Весьма интересные и важные выводы по стратиграфии и истории геологического развития территории Ленинградской области в четвертичную эпоху содержатся в монографических работах К. К. Маркова (1931) и С. А. Яковлева (1925). В них также обстоятельно излагается огромный фактический материал многолетних исследований авторов (описания обнажений и разрезов скважин). В этот же период изучением четвертичных отложений занимались Н. В. Потулова (1922, 1932, 1933), установившая в разрезах р. Мги межледниковые морские слои, Л. В. Тихеева (1925) и И. В. Даниловский (1925—1926), описавший межледниковые слои с остатками пресноводной фауны на р. Ловати.

Геологические исследования, проведенные в двадцатых и в первой половине тридцатых годов, дали возможность в 1937 г. составить геологическую карту мелкого масштаба южной части Ленинградской области (ныне включающей Псковскую и часть Новгородской областей).

Первой обобщающей работой по геологии и гидрогеологии г. Ленинграда и его окрестностей явилась монография с атласом карт, выполненная в 1936 г. группой геологов ЦНИГРИ (ныне ВСЕГЕИ) — Е. П. Александрова, Б. Н. Архангельский, Б. П. Асаткин и др. (1936 г.).

Во время Великой Отечественной войны все геологические изыскания на территории Ленинградской, Новгородской и Псковской областей по существу были полностью прекращены, за исключением проводив-

шихся трестом Ленинградуголь геологоразведочных работ на бурый уголь в Боровичско-Любытинском районе. Вновь возобновилась деятельность ленинградских геологов в 1944 г., когда главное внимание уделялось восстановлению и расширению сырьевых баз топливной промышленности и строительных материалов, а также организации водоснабжения. Снова развернулись геологоразведочные и поисковые работы на бокситы и горючие сланцы, бурый уголь, фосфориты. Из работ как довоенного, так и послевоенного периода, представляют большой интерес исследования А. С. Корженевской (1941, 1945, 1946 гг.) и В. А. Котлукова (1940, 1941, 1955, 1956 гг.) по геологии, литологии, стратиграфии и угленосности нижнекаменноугольных отложений западного крыла Подмосковского бассейна.

В 1944 г. началась планомерная площадная геологическая съемка среднего масштаба, носившая комплексный характер. Осуществлялась она в основном Северо-Западным геологическим управлением в содружестве с геологами Ленинградского государственного университета.

Геологическая съемка проводилась в пределах полосы развития карбонатных пород верхнего девона, перспективных для поисков строительных материалов (гипсов, цементного сырья и пр.). Были засняты выборочные площади в следующих районах Псковской и Новгородской областей: в Белебельском и Поддорском (Е. А. Балашова, 1944 г.), в Старорусском (Порецкая, 1945 г.; Хашова, 1946 г.), в Солецком (Порецкая, А. А. Алейников, 1947 г.), в Стругокрасненском и Хиловском (Е. А. Петрова, В. И. Голубева, 1948 г.), в районе Пскова (В. А. Селиванова, О. Н. Элькин, 1948 г.), в Псковском и Островском (А. Н. Александрова, М. П. Жарков, 1948 г.), в Пушкиногорском (В. А. Селиванова, В. И. Голубева, 1949 г.), в Пыталовском (О. Н. Элькин, Е. И. Хавин, 1949 г.), в Пустошкинско-Идрицком (В. А. Селиванова, С. И. Поспелов, 1950 г.), также проведена съемка в районе г. Изборска (А. Н. Александрова, 1947 г.).

В 1945—1946 гг. Л. Б. Рухин и Е. В. Рухина производили детальное литологическое изучение песчаных толщ среднего девона (лужских и оредержских слоев) в Лужском и Оредержском районах Ленинградской области. Ими были выделены три циклических комплекса осадконакопления и установлен резко выраженный перерыв внутри оредержских слоев (между ящерскими и старицкими слоями), по которому авторы предложили провести границу между средним и верхним девонem. Несколько позже эта граница получила палеонтологическое обоснование и была принята в схеме девонских отложений Главного девонского поля.

В конце 40-х годов развернулись геологические съемки в полосе распространения нижнекаменноугольных отложений в северной части Тихвинского бокситового района (Беляков, Боголепов, 1948 г.; В. С. Кофман, 1950 г.; О. Н. Элькин, 1950 г.). В 1948 г. в бассейне верхнего течения р. Ояти начались поисковые работы на бокситы.

Начиная с первых послевоенных лет до 1956 г. особое внимание уделялось геологическим исследованиям, связанным с поисками структур в фундаменте и осадочной толще. Геологи Нефтяного геологоразведочного института (ВНИГРИ) совместно с геофизиками и геологами Конторы разведочного бурения занимались изучением литологии палеозойских отложений, тектоники и нефтеносности северо-запада Русской платформы. Н. А. Кудрявцев (1941, 1946 гг.) и Ф. А. Алексеев (1946 г.) создали первую для этого региона тектоническую схему, послужившую основой для дальнейшего глубинного изучения его структурных особенностей.

С 1948 по 1954 г. в связи с проблемой выяснения перспектив нефтегазоносности палеозойских пород развернулись геологические поиски локальных структур, а также началось изучение геологического строения территории в областях глубокого погружения фундамента. Были пробурены и детально монографически обработаны разрезы опорных скважин, пройденных до фундамента: на ст. Сиверская (Т. Н. Алихова, М. Ф. Викулова и др., 1948 г.), в Старой Руссе (Н. А. Кудрявцев, 1948 г.), в г. Порхове (А. С. Корженевская, В. А. Котлуков, В. Н. Суханов и др., 1949 г.), в г. Валдае (Е. П. Александрова, В. Т. Белоусова, 1950 г.), в районе г. Невеля (Л. А. Веселова, Л. Б. Паасикиви и др., 1954 г.), в районе Пестово (Л. И. Станкевич, 1954 г., 1961), Крестцов (А. Н. Гейслер, Якубовская, 1955 г.).

Интересные данные о разрезе палеозоя на севере Ленинградской области были получены в результате бурения в 1949—1951 гг. Шимозерской и Подпорожской скважин (Н. А. Пахтусова, 1955, 1960 гг.). Выявленные в процессе геологических съемок и опорного бурения локальные структуры, преимущественно в девонских отложениях, в период с 1947 по 1956 г. изучались В. А. Котлуковым, В. А. Кузнецовым, К. Н. Мироновым, Ф. И. Романовым, Н. С. Меламедом, Ю. В. Голубковым, М. И. Пейсиком, Н. В. Дорофеевым и др. В результате проведенного структурного бурения в западной части Псковской области была детально изучена крупная тектоническая структура в фундаменте и палеозойской толще в районе д. Локно и значительно меньших размеров структура в районе д. Лопатово Порховского района (Л. Б. Паасикиви, Е. А. Кастрюлина и др., 1958 г.).

Обширные материалы геологических съемок, глубокого структурного и опорного бурения, а также геофизические материалы были обобщены в крупных сводках и многочисленных статьях, посвященных вопросам стратиграфии, литологии, условиям формирования отложений, тектонике и нефтеносности северо-западной части Русской платформы и, в частности, территории рассматриваемых областей. Это монографические работы Б. С. Соколова (1953), Б. С. Соколова и Е. П. Александровой (1954), посвященные стратиграфии, фациям и истории геологического развития нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-западной части Русской платформы, в которых высказываются существенно новые взгляды на стратиграфию додевонских осадков. Кроме того, были выполнены литолого-стратиграфические сводные работы по кембрийским и ордовикским отложениям Е. П. Александровой (1952), по кембрийским отложениям Б. Б. Митгарц (1952), по девонским отложениям Л. С. Петровым (1946, 1953), по пермским и триасовым отложениям севера и северо-запада Русской платформы Е. М. Люткевичем (1953, 1955), по тектонике этого региона Е. М. Люткевичем и М. И. Пейсиком (1957).

Благодаря широкому развитию в предвоенный период и особенно в послевоенные годы поисковых и разведочных работ на различные виды полезных ископаемых (бокситы, бурые угли, огнеупорные глины, горючие сланцы, фосфориты, строительные флюсовые известняки, кирпично-черепичные глины и др.) значительно расширились и углубились представления о геологическом строении и богатствах недр рассматриваемой территории.

Литология и бокситоносность северо-западной окраины Подмосквового бассейна детально освещена в монографии С. Г. Вишнякова (1951 г.). Этому же району посвящена сводная работа по стратиграфии, литологии, вещественному составу и перспективам бокситоносности каменноугольных отложений, составленная в 1953 г. коллективом геологов СЗТГУ под руководством Е. А. Петровой.

Материалы по сланценосным отложениям ордовика Ленинградской области обобщены в обзоре Прибалтийского бассейна горючих сланцев, составленном А. П. Саломоном и др. в 1955 г.

В связи с поисковыми работами по выявлению промышленных месторождений фосфоритов в период с 1948 по 1953 г. детально изучалась фосфоритоносность оболочной толщи ордовика в пределах Ленинградской области (В. Я. Киевленко, В. М. Демин, В. А. Аносов и др.). Поисковые и разведочные работы на строительные известняки на территории Ордовикского плато дополнили представления о литологии и условиях залегания ряда стратиграфических горизонтов (П. А. Гурвич, Б. В. Баланин, А. П. Ткалич и др.). Кембрийские глины для практических целей разведывались в пределах Приглинтовой низменности (К. А. Алборовым, Б. В. Баланиным и др.). Верхнедевонские известняки чудовских слоев для строительных целей изучались Н. И. Лацугиным, З. П. Смородиной, Г. Т. Заржицким, И. А. Марковым, Т. Г. Ломан, П. А. Гурвичем и др. Ценным материалом для изучения четвертичных отложений явились работы, связанные с поисками и разведкой кирпично-черепичных глин (С. Аткачис, Е. Н. Шашерова, С. И. Булацель, В. А. Тигин, О. Г. Попов, М. Л. Зуева, И. Н. Лобанов, Н. И. Наумова и др.).

В пятидесятые годы широко развернулись палеонтологические исследования. Вопросы стратиграфии и палеонтологии ордовикских отложений Русской платформы и, в частности, Ленинградской области рассмотрены в монографиях и статьях Т. Н. Алиховой (1949—1969 гг.). Разработанная ею стратиграфическая схема ордовикских отложений, как наиболее обоснованная палеонтологически, явилась основной для унифицированной схемы ордовика Русской платформы (1965). Б. С. Соколов, занимавший многие годы стратиграфией нижнепалеозойских отложений Ленинградской области и Прибалтики, в 1955 г. опубликовал двухтомную монографию по табулятам палеозоя европейской части СССР. Из палеонтологических работ по ордовику и силуру следует также назвать монографии А. И. Нецкой (1952) по остракодам, Е. А. Модзалевской (1953) — по мшанкам и статьи Е. А. Балашовой и З. Г. Балашова (1959, 1961) по трилобитам и наугилоидам.

Стратиграфии, литологии и фауне девонских отложений Главного девонского поля посвящены работы Р. Ф. Геккера (1953), Д. В. Наливкина (1953), Б. П. Марковского (1952, 1953), Д. В. Обручева (1951, 1952, 1958), Л. С. Петрова (1953), В. С. Заспеловой (1952, 1953); Н. М. Музыченко (1953), С. Н. Наумовой (1953), помещенные в сборнике ВНИГРИ «Девон Русской платформы» (1953 г.).

Д. В. Обручев (1951) на основании стратиграфического распределения ихтиофауны пришел к заключению о необходимости понизить границу между средним и верхним девоном, проводя ее внутри ореджских слоев.

В начале 50-х годов был завершен ряд фундаментальных работ по стратиграфии и палеонтологии нижнекаменноугольных отложений северо-западной окраины Подмосковного бассейна. В 1951 г. ВНИГРИ опубликовал сборник, в котором В. М. Познер, Т. И. Шлыкова и Р. А. Ганелина дали монографическое описание нижнекаменноугольных остракод и фораминифер с определением их стратиграфического значения.

В 1954 г. вышла в свет монография М. Э. Янишевского «Фауна брахиопод нижнего карбона Ленинградской области», в которой по существу впервые четко обосновано значение отдельных групп этих ископаемых для стратиграфического расчленения нижнекаменноугольных отложений.

В 1955 г. сотрудниками Северо-Западного геологического управления М. Г. Гордон, О. Ф. Грачевой, В. Ю. Горянским, Г. И. Егоровым и Е. Г. Зуссер была завершена сводка по результатам палеонтологического и литолого-петрографического изучения нижнекаменноугольных отложений Северо-Запада. В этой работе особое внимание уделено возможности использования данных минералогического и спорово-пыльцевого анализов для расчленения песчано-глинистой толщи нижнего карбона.

К этому же времени относится большое развитие исследований в области четвертичной геологии и геоморфологии. Среди них следует назвать работы Н. Н. Соколова, касающиеся стратиграфии четвертичных отложений и уточнения границ оледенений (1946, 1948), выработки общих принципов стратиграфии (1947), общей и региональной геоморфологии (1946, 1947, 1955) и геоморфологического районирования (1948, 1949, 1955). В своих работах Н. Н. Соколов, основываясь на геоморфологических данных, впервые выделил в пределах валдайского оледенения семь стадий, получивших названия максимальной, едровской, валдайской, крестецкой, лужской, ленинградской и финской. Появились стратиграфические работы А. А. Алейникова (1950, 1953), который, кроме стадий оледенения, выделяет еще и осцилляции.

К 1956 г. была завершена обширная монография С. В. Яковлева «Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины», в которой он приходит к выводу о восьмикратном оледенении Русской равнины. Эта точка зрения получила дальнейшее развитие в работах Н. И. Апухтина и С. В. Яковлевой.

В связи с возникшими разногласиями по стратиграфическому расчленению четвертичных отложений большое значение приобрело изучение опорных разрезов, особенно палеонтологических охарактеризованных морских межморенных отложений. При этом большое внимание было уделено мгинскому разрезу. К. К. Марков (1955), О. М. Знаменская (1955), М. А. Лаврова (1939, 1960), М. И. Гричук (1960) и другие исследователи подчеркивают возрастную тождественность мгинского и микулинского разрезов, в то время как С. В. Яковлева (1947, 1956) и И. М. Покровская (1950, 1954) считают мгинские отложения более молодыми.

В 1951—1955 гг. ВСЕГЕИ и ВНИГРИ опубликовали ряд сводных работ по тектонике, истории геологического развития и перспективам нефтеносности Северо-Запада (В. А. Котлуков, Б. Б. Митгарц, М. М. Толстихина, Б. М. Трошихин, Е. М. Люткевич, М. И. Пейсик, Л. С. Петров).

В результате многолетних и детальных исследований территории северо-запада Русской платформы возникли спорные вопросы по стратиграфии палеозойских отложений, требовавшие своего разрешения. На Всесоюзном совещании во ВНИГРИ в 1951 г. они получили отражение в принятых унифицированных схемах стратиграфии додевонских, девонских и каменноугольных отложений Русской платформы и Западного склона Урала.

Современные представления о палеогеографии описываемой территории нашли отражение в I части Атласа литолого-фациальных карт Русской платформы (под редакцией А. П. Виноградова, 1961).

В 1956—1957 гг. были опубликованы полистные мелкомасштабные геологические карты, охватывающие всю рассматриваемую территорию; дано детальное стратиграфическое расчленение осадочной толщи до горизонтов и слоев (авторы А. Н. Александрова, Е. А. Петрова, В. А. Селиванова, В. А. Перевозчикова, О. Н. Элькин).

С 1955 г. геологами Северо-Западного геологического управления А. Н. Александровой, Т. В. Александровой, Н. И. Апухтиным, М. Е. Вигдорчиком, Д. И. Гарбаром, Ю. И. Гречко, Н. Г. Курбатовой, В. С. Кофманом, И. В. Котлуковой, Д. Б. Малаховским, З. М. Мокриенко, И. С. Недригайловой, Г. Г. Николаевой, А. М. Оганесовой, Е. Д. Остромецкой, Е. А. Петровой, Э. Ю. Самметом, В. А. Селивановой, Т. Н. Соколовой, Е. И. Хавиным, А. И. Шмаенком, З. А. Шостак, А. С. Яновским и др. проводилась комплексная геологическая съемка, сопровождаемая значительным объемом структурно-картировочного бурения и геофизических исследований.

Геологическую съемку производили также геологи П. А. Валуев, Е. М. Козлова, З. Б. Костоломова, В. А. Крупко, Г. Б. Лодин, А. И. Миловская, Е. Н. Любомиров, М. А. Солунина, Г. Г. Шумская и многие другие, в Сланцевском горнопромышленном районе — А. И. Шмаенок и Э. Ю. Саммет, в Боровичско-Любытинском — Е. Д. Остромецкая, И. В. Котлукова, В. А. Соловьева, Л. А. Журавлева, Л. Н. Полуэктов, в районах Старорусского и Хиловского бальнеологических курортов — В. Н. Делюсин и В. В. Селадьина, в районах крупных промышленных центров и новостроек — Новгорода, Пскова, Изборска, Великих Лук, Подпорожья, Пикалева, Киришей — И. М. Вербова, Ю. И. Гречко, Д. Б. Малаховский, Ю. Н. Николаев, Л. Н. Полуэктов, Т. А. Полуэктова, В. А. Соловьева, Л. Ф. Соколова, Е. И. Хавин, А. И. Шмаенок.

В результате проведенных геологосъемочных работ значительно повысилась степень изученности геологического строения рассматриваемой территории. Впервые для большей ее части были составлены детальные, увязанные между собой геологические карты дочетвертичных и четвертичных отложений; заново были описаны и изучены все опорные разрезы палеозойских отложений и содержащиеся в них остатки фауны и флоры, что позволило значительно уточнить и детализировать стратиграфическое расчленение этих отложений; были разработаны новые схемы стратиграфического расчленения, вошедшие составными частями в соответствующие унифицированные схемы стратиграфии (1965 г.); получены новые данные о структуре осадочного покрова, выявлены новые геологические структуры. Однако из-за малой глубины бурения по-прежнему слабо изученными оставались породы и структура допалеозойского фундамента.

В 1957—1959 гг. на территории Ленинградской, Новгородской и Псковской областей широко развернулись площадные геофизические исследования и глубокое бурение.

К настоящему времени Западным геофизическим трестом, конторой «Спецгеофизика», Всесоюзным институтом разведочной геофизики и Ленинградским филиалом ВНИИГеофизика вся рассматриваемая территория покрыта среднемасштабными аэромагнитной, а значительная ее часть гравиметрической съемками (В. С. Борисова, В. Н. Зандер, М. С. Закошанский, И. А. Пахтель, Ю. А. Рисс, Ю. Ф. Соломкин, Л. И. Суханова, Ю. И. Тамашунас, Л. В. Цветкова, А. Ш. Файтельсон, В. И. Хрисанфов и др.). Проведены многочисленные электроразведочные и сейсморазведочные профили, главным образом вдоль трасс проектировавшихся газопроводов и на участках, намеченных для поисков глубинных структур.

В 1958—1960 гг. на ряде площадей, расположенных вблизи Ленинграда (Южно-Ленинградской, Павловской, Озерецкой, Колпинской, Правобережной, Мгинской, Бабинской, Северной, Красносельской, Костовской, Александровской, Гатчинской, Будогощинской) и г. Новгорода (Новгородская, Вино-Зайцевская), перспективных, по геофизическим данным, для поисков структур, Ленинградская контора разведоч-

ного бурения треста «Союзбургаз» (под руководством М. И. Пейсика) начала глубокое бурение, продолжающееся до настоящего времени (К. А. Брикман и др., 1962, 1965; Ф. В. Гарбер и др., 1962, 1963 гг.; Е. А. Кастрюлина, 1965; Г. Ф. Макарова, 1961, 1963, 1966 гг.; М. И. Пейсик, Ковязин, 1961 г.; Л. И. Станкевич и др., 1963 г.; Л. И. Станкевич, 1960, 1961, 1964 гг.; Шантар, Андреева, 1963 г.).

Помимо чисто прикладных задач, региональные геофизические исследования и глубокое бурение имели своей целью выяснение тектонической структуры допалеозойского фундамента и нижней части осадочного чехла и взаимосвязи между ними, изучение литолого-петрографических особенностей пород, залегающих на значительных глубинах от поверхности, проявлений неотектоники и т. п.

Начиная с 1955 г., в связи с бурным ростом промышленного и гражданского строительства, а также для обеспечения развивающихся промышленности и сельского хозяйства минеральным сырьем и удобрениями, широкий размах приобрели геологопоисковые и разведочные работы на различные виды полезных ископаемых. Завершается разведка ордовикских фосфоритных песков (А. М. Шатровская, Ю. И. Цветков, В. С. Сафаров, К. К. Хазанович и др.), известняков и доломитов (Р. А. Мазур, Г. И. Каторгин, М. А. Мартынов, В. Г. Реуданик, В. Г. Казнакова, Н. И. Наумова, А. Г. Григорьев, В. А. Филиппова и др.); значительно увеличиваются промышленные запасы огнеупорных глин (В. К. Кирсанов, Л. И. Константинова), горючих сланцев (Л. М. Хотин, А. С. Левин, В. М. Бурова и др.) и стекольных песков у ст. Неболчи (Д. Н. Левицкая, Т. С. Маркова, А. М. Шатровская и др.). Открыты и разведаны новые месторождения бокситов (А. А. Кальнин, В. С. Кофман, П. В. Мошкова, Е. Д. Остромяцкая, Л. И. Оскина, Е. И. Хавин и др.), доказана бокситоносность нижнекаменноугольных отложений в Южном Прионежье (В. С. Кофман).

В связи со строительством Большого Ленинграда особое внимание было уделено поискам и разведке строительных материалов: песков (А. Г. Григорьев, Н. И. Наумова, Л. Г. Погудина, В. А. Тигин, Т. Э. Фрицман, А. А. Чернопятова и др.), керамических, керамзитовых и кирпичных глин (Б. В. Баланин, М. И. Белоусова, А. Г. Григорьев, Е. В. Демьянова, Г. Г. Петрова, З. П. Станиславская и др.), облицовочного и строительного камня (Л. И. Гольцман, С. С. Ильгин, В. Л. Куницын, Г. Г. Петрова, А. Г. Смирнова, В. А. Тигин, О. Е. Школин и др.), гипсов (А. Я. Осипов, Т. Э. Фрицман, Ю. И. Цветков и др.), минеральных красок (В. М. Куленкап, А. Н. Морозов, М. А. Урбановская и др.), материалов для дорожного покрытия (А. Г. Григорьев, В. В. Морозов, Н. И. Наумова, А. А. Петров, В. К. Плошкина, В. В. Ревин, В. А. Тигин, К. Ш. Фаткулин и др.) и т. п.

После 1955 г. большой размах приобрели инженерно-геологические исследования, проводившиеся Северо-Западным геологическим управлением. Они ставили своей целью создание надежного инженерно-геологического обоснования для сооружения промышленных и жилых объектов, линии коммуникации, в том числе и метрополитена в пределах Большого Ленинграда, а также обоснования для курортного и бытового строительства, водоснабжения и благоустройства зеленой зоны вокруг Ленинграда. В результате проведенных исследований составлены карты четвертичных отложений, геоморфологические, гидрогеологические и инженерно-геологические, получен новый фактический материал по стратиграфии, генезису и вещественному составу четвертичных отложений (Г. В. Григорьев, Е. А. Грейсер, З. М. Мокриенко, А. А. Сеньшов, Л. Ф. Соколова, М. Н. Стронская, Т. В. Усикова, С. Р. Шевченко и др.).

Обилие и многообразие поступившей геологической информации вызвали необходимость в ее систематизации и тематическом научном обобщении.

В 1961 г. Е. К. Вандерфлит (1962, 1966) завершила многолетнюю работу по изучению спорово-пыльцевых комплексов нижнекаменноугольных отложений западной и северо-западной частей Подмосковной котловины. В этой работе дано обоснование возраста тульского горизонта, содержащего бокситы, огнеупорные глины и бурые угли.

В 1963—1964 гг. по заданию Главной редакции Атласа литолого-палеогеографических карт СССР Северо-Западным геологическим управлением (В. А. Селивановой, Н. Г. Курбатовой, Т. В. Александровой, В. С. Кофманом) были составлены мелкомасштабные палеогеографические карты северо-запада Русской платформы для всех веков девонского и каменноугольного периодов. В 1967 г. закончил составление монографии по беззамковым брахиоподам кембрия и ордовика В. Ю. Горянский (1967 г., 1969).

Материалы по геологии, стратиграфии и полезным ископаемым каменноугольных отложений были обобщены в работах В. С. Кофмана (1962, 1964—1966), А. П. Саломона (1962 г., 1966а, б), девонских — Э. Ю. Саммета (1967 г.).

Материалы геофизических и структурных исследований фундамента территории Ленинградской, Новгородской и Псковской областей вошли в крупные региональные сводки по Русской платформе. Наиболее полное отражение они получили в монографических работах Э. Э. Фотиади (1957) и В. Н. Зандера и др. (1967), из них особенно интересна последняя, основанная на новейших данных. В ней впервые дается геотектоническое районирование фундамента Русской плиты, представлены геологическая карта дорифейского складчатого основания и карта структуры современной поверхности фундамента.

В течение 60-х годов систематически обобщались материалы глубокого бурения и результаты поисков структур, пригодных для подземного хранения газа (М. И. Пейсик, Л. И. Станкевич, Ярошенко, 1962; Ю. А. Рисс, Б. Н. Можав и др., 1964 г.; В. А. Рукояткин и др., 1967 г.; Ю. Ф. Соломкин, 1966 г.; М. И. Пейсик, Э. Э. Фотиади, Л. Я. Харитонов, 1960 г.). Значительное внимание уделено в этих работах особенностям геологического строения глубинных частей разреза, описанию выявленных структур, анализу эффективности методик, применяемых для выявления структур и т. п.

В 1967 г. в Северо-Западном геологическом управлении была завершена многолетняя работа по составлению тектонической карты северо-западной окраины Русской плиты (А. П. Саломон и др., 1967 г.). В этой работе основное внимание уделено структуре осадочного покрова палеозоя и его тектоническому развитию от рифея до кайнозоя включительно. На карте сочетается изображение структуры путем показа изменения мощностей структурных подразделений и гипсометрии маркирующих поверхностей в осадочном чехле. Кроме того, на ней показаны рельеф поверхности кристаллического фундамента, разломы в фундаменте и зоны вертикальных нарушений в осадочном чехле, проявления мелкой складчатости, локальные структуры, гляциодислокации. Особо выделены зоны усложненной трещиноватости горных пород и аномалии густоты спрямленных отрезков гидросети.

В течение 60-годов продолжалось углубленное изучение четвертичных отложений и геоморфологии характеризуемой территории. Оно проводилось главным образом на базе геологических съемок и имело своей целью (кроме чисто научных задач) обоснование поисков разнообразных полезных ископаемых. Основное внимание при изучении четвер-

тичных отложений уделялось их стратиграфическому расчленению, установлению стратиграфического положения основных маркирующих горизонтов четвертичного разреза (мгинские слои и др.), реконструкции палеогеографических условий территории в четвертичное время, происхождению современного рельефа и т. п. (Апухтин, 1961; Вигдорчик, 1961, 1962, 1965—1967; Бискэ, 1963; Котлукова, 1960, 1961; Лаврова, 1962; Малаховский, 1961, 1962, 1965, 1966; Малаховский, Арсланов; Старик, 1964; Малясова, 1961, 1965; Саммет, 1961, 1965; Яковлева, 1963а и др.).

Результаты всех исследований по четвертичной геологии и геоморфологии обобщены в двух крупных монографиях. Первая — «Геология четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР» — составлена группой авторов под редакцией Н. И. Апухтина и И. И. Краснова (1967). Вторая сводная работа, составленная под руководством Д. Б. Малаховского (1966 г.), является комплексом карт (четвертичных отложений, геоморфологическая, палеогеографическая) территории Ленинградской, Новгородской и Псковской областей с объяснительным текстом к ним. Хотя этими работами не решены все спорные вопросы стратиграфии четвертичных отложений, все же были сделаны первые попытки увязать две стратиграфические схемы, реально существующие в настоящее время для рассматриваемого региона.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ
И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

РЕЛЬЕФ

Территория Псковской, Новгородской и Ленинградской областей, за исключением самой северной части Карельского перешейка, расположена на северо-западе Восточно-Европейской (Русской) равнины, в пределах Прибалтийской низменности и окаймляющей ее с востока и юга Валдайской возвышенности (рис. 3). На северо-западе региона, на территории Балтийского кристаллического щита, протягивается полоса грядового и холмистого рельефа и прибрежных шхер Финского залива, выделяемая в самостоятельный орографический район — север Карельского перешейка. Южнее расположена обширная Предглинтовая низменность с отдельными изолированными возвышенностями, ограниченная с юга Балтийско-Ладожским глинтом. Далее к югу простирается Ордовикское плато, к которому примыкает обширная девонская равнина, ограниченная с востока Валдайско-Онежским уступом. Восточную часть территории занимает Валдайская возвышенность, отличающаяся сильно пересеченным холмисто-моренным рельефом.

Север Карельского перешейка характеризуется своеобразным рельефом, отличающимся от рельефа остальной территории четкой северо-западной ориентировкой всех его форм: гряд (сельг), межгрядовых понижений, системы озер и соединяющих их рек. Наиболее расчлененный и контрастный рельеф развит в северной части района (до ширины г. Лесогорска). Абсолютные отметки вершин сельг возрастают с юго-востока на северо-запад от 45—50 до 115—130 м, а межгрядовых понижений от 25—30 до 60—90 м. Склоны сельг и ложбин крутые до отвесных. К югу от г. Лесогорска рельеф более сглаженный. Широко распространены озовые гряды высотой 15—20 м и протяженностью до 10—12 км. Значительно развиты здесь и плоские равнины. Абсолютные высоты на большей части территории не превышают 50—60 м. Побережья Финского залива и Ладожского озера изобилуют узкими фьордообразными заливами, вблизи которых много островов типа шхер.

Прибалтийская низменность занимает большую часть рассматриваемой территории и представляет собой полого наклоненную на север волнистую равнину с абсолютными высотами преимущественно от 50 до 100 м, пересеченную густой сетью рек. На общем фоне низменной равнины выступает ряд изолированных возвышенностей, достигающих абсолютных отметок 200—300 м, и наблюдаются обширные пониженные пространства с абсолютными высотами от нуля до 50 м. Прибалтийская низменность подразделяется на следующие орографические районы: 1) Вуоксинская низина, 2) центральная возвышенность Карельского перешейка, 3) Предглинтовая низменность, 4) Балтийско-Ладожский (Ордовикский) глинт, 5) Ордовикское плато, 6) Девонская равнина (см. рис. 3).

Вуоксинская низина разделяет север Карельского перешейка на две части, вклиниваясь в центральную его часть в виде заливообраз-

ного понижения. Поверхность низины слабоволнистая, почти равнинная, наклоненная на юго-восток к Ладожскому озеру с изменением абсолютных отметок примерно от 50 до 5 м на побережье.

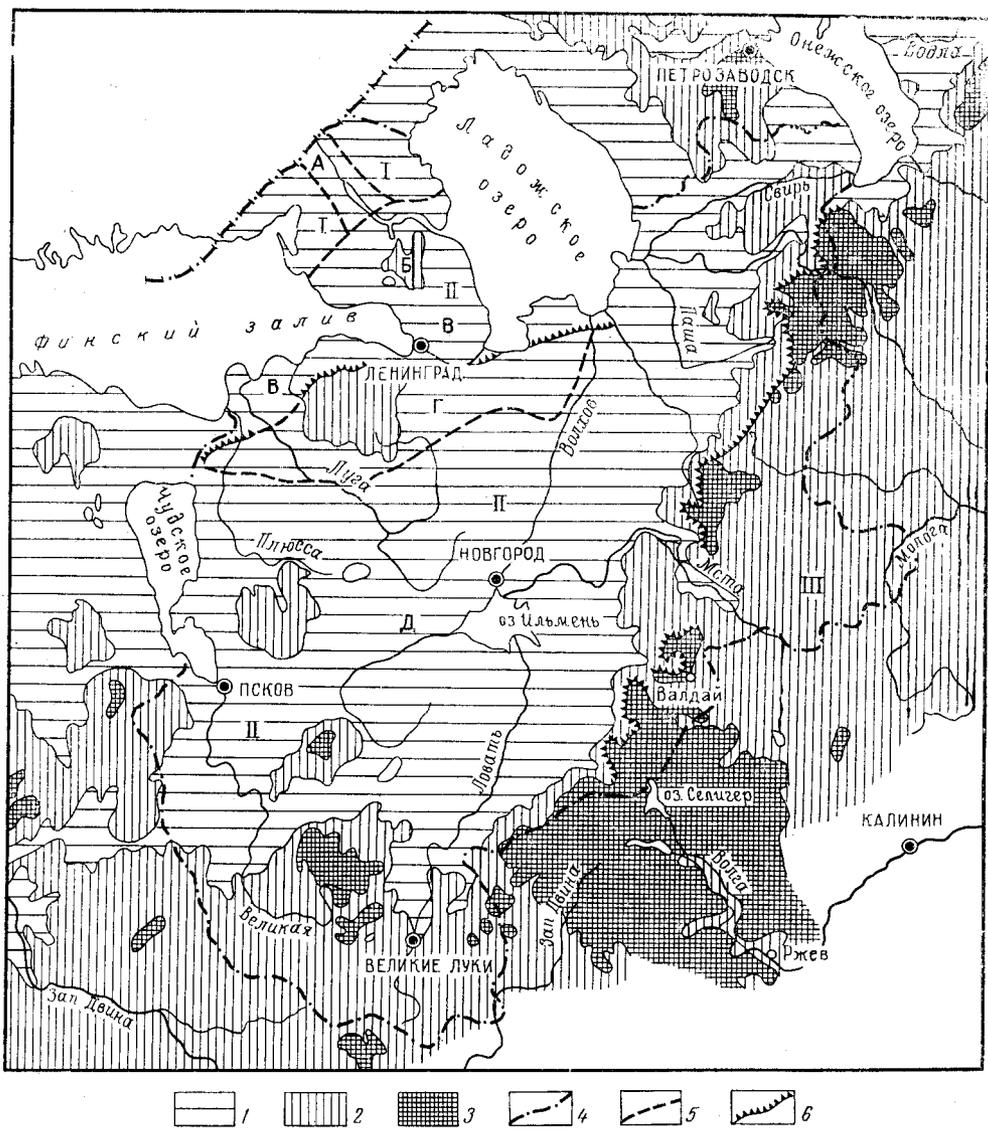


Рис. 3. Схематическая гипсометрическая карта Ленинградской, Новгородской и Псковской областей (из книги «Гидрогеология СССР», том III, ч. 1, 1967 г.)

Абсолютные высоты: 1 — 0—100 м; 2 — 100—200 м; 3 — 200—300 м; 4 — границы региона; 5 — границы орографических районов: 1 — Север Карельского перешейка, 2 — Прибалтийская низменность, 3 — Валдайская возвышенность, 4 — Вуоксинская низина, 5 — Центральная возвышенность Карельского перешейка, 6 — Предглинтовая низменность, 7 — Ордовикское плато, 8 — Девонская равнина; 9 — Балтийско-Ладожский (Ордовикский глинт) и Валдайско-Онежский (Карбонный) уступ

Центральная возвышенность Карельского перешейка, включающая Котовскую возвышенность, Лемболовские и Токсовские высоты, представляет собой аккумулятивное моренное плато высотой 60—80 м. Поверхность плато неровная, местами волнистая. Относительные колебания высот в центральной части плато составляют 5—10 м, на окраинах

и в пределах участков камового рельефа до 30—50 м. Максимальные абсолютные высоты в 170—205 м наблюдаются в центральной части возвышенности, к периферии они понижаются до 120 м.

Предглинтовая низменность расположена к югу от центральной возвышенности Карельского перешейка и отграничена Балтийско-Ладожским (ордовикским) уступом от Ордовикского плато. Низменность представляет собой комплекс аккумулятивных террасовых поверхностей (с абсолютными высотами от нуля до 100 м), наклоненных в сторону Финского залива и Ладожского озера. Изолированные камовые массивы, нарушающие равнинный рельеф террас, возвышаются на 40—100 м, их высота достигает 50—137 м (Колтушская возвышенность 80 м, Всеволожская 50 м, Юкковская 80 м, Семейская 96 м и Сойкинская 137 м). Склоны возвышенностей крутые — до 20°, обычно террасированные.

Балтийско-Ладожский (Ордовикский) глинт протягивается в 3—15 км от побережий Финского залива и Ладожского озера от р. Нарвы на западе до р. Сяси на востоке, ограничивая с севера Ордовикское плато. Он представляет собой хорошо выраженный в рельефе уступ, сложенный ордовикскими известняками. Максимальные отметки бровки уступа 100—120 м абсолютной высоты (относительная высота до 30—40 м) приурочены к широтной части его между с. Копорье — г. Красное Село. Почти на всем протяжении глинт рассечен оврагами и каньонообразными речными долинами с порожистыми руслами рек в местах пересечения ими уступа.

Ордовикское плато представляет собой плоскую возвышенную равнину с отметками поверхности от 50 до 150 м абсолютной высоты. Плато разделяется на два обособленных участка: западный, наиболее приподнятый и обширный, называемый Ижорской возвышенностью, и восточный — Волховское плато (между реками Мгой и Волховом). Ижорская возвышенность имеет преимущественно плоскую поверхность, полого наклоненную к юго-западу от глинта. Абсолютные высоты на большей части возвышенности превышают 100 м и лишь в восточной части уменьшаются до 25—30 м; относительные колебания высот обычно не более 5 м.

Волховское плато более низкое, чем Ижорская возвышенность: абсолютные отметки в центральной его части 50—60 м, а по окраинам 30—40 м. Поверхность плато довольно плоская, лишь на небольших участках встречаются изолированные камовые холмы и озовые гряды длиной не более 1 км с относительными превышениями до 10 м.

Девонская равнина расположена к югу от Ордовикского плато и охватывает Приильменскую, Псковско-Чудскую низины и разделяющие их Лужскую, Судомскую и Бежаницкую возвышенности.

Приильменная, или Волхово-Ловатская, низина расположена в центральной части рассматриваемого региона. Поверхность ее плоская, местами слабоволнистая с общим уклоном от периферии к центру — к Ильменской и Грузинской впадинам. В пределах низины встречаются небольшие разобщенные холмы и гряды, длиной до нескольких километров и высотой до 10—15 м (камы, размытые конечные морены и озы).

Лужская, Судомская и Бежаницкая возвышенности представляют собой меридиональный пояс краевых ледниковых образований, соответствующий различным стадиям валдайского оледенения и характеризующийся холмистым пересеченным рельефом. В пределах Лужской возвышенности преобладает холмисто-моренный и холмисто-котловинный камовый рельеф. Холмы ориентированы беспорядочно, относительная высота их от 4—6 до 20—30 м, размеры от 40—50 до 150—300 м.

Судомская возвышенность — изолированный массив высотой 100—150 м; характеризуется преимущественным развитием полого-волнистого рельефа, представляющего собой чередование плоских повышений высотой 5—10 м и пологих понижений (углы склонов обычно до 10°).

В пределах Бежаницкой возвышенности распространен преимущественно выположенный холмистый рельеф с относительными превышениями 8—10 м.

Псковско-Чудская низина охватывает водосборы Чудского и Псковского озер и р. Нарвы. Она представляет собой преимущественно слабоволнистую террасированную равнину с небольшими колебаниями высот — от 30 (в районе Чудского озера и р. Нарвы) до 100 м абсолютной высоты (вблизи водоразделов). Наблюдаются участки холмистого рельефа (камы) и отдельные гряды (озы и конечные морены) высотой не более 8—10 м, длиной до 2—6 км.

Валдайская возвышенность протягивается вдоль восточной и юго-восточной границ территории от южного берега Онежского озера до верховьев р. Ловати. От Прибалтийской низменности она отделена Валдайско-Онежским уступом, который в значительной своей части приурочен к склону Карбонового плато (к Карбоновому уступу).

Валдайско-Онежский (Карбоновый) уступ представляет собой скат шириной от 3—5 до 20 км и высотой от 7 до 150 м, имеющий извилистые очертания с заливообразными понижениями по долинам рек.

Валдайская возвышенность протягивается вдоль всей восточной окраины описываемого региона. Она представляет собой зону краевых ледниковых образований с интенсивно пересеченным холмистым (крупнохолмистым и холмисто-грядовым) рельефом. Холмы и гряды группируются в цепи и полосы, разделенные пониженными ровными и волнистыми участками. Холмы имеют различные формы и размеры (диаметры от 200—300 м до 1 км), высота их изменяется от 15 до 50 м, крутизна склонов 10—25°.

Наиболее возвышенный (абсолютные высоты вершин отдельных холмов более 300 м) и пересеченный рельеф наблюдается в западной части возвышенности; в южном и юго-восточном направлениях рельеф постепенно выполаживается и сменяется равнинным, холмистый же рельеф сохраняется лишь на отдельных изолированных участках.

Валдайская возвышенность является главным водоразделом рек Русской равнины, откуда берут начало реки бассейнов Балтийского и Каспийского морей.

Валдайская возвышенность разделяется на ряд участков, носящих местные названия: Андомские высоты (к северу от р. Вытегры), Мегорская гряда (между реками Вытегрой и Тукшей), Вепсовская возвышенность (между Тукшей и Тихвинкой), Тихвинская гряда (между Тихвинкой и Мстой) с Шероховичскими высотами в южной части (бассейн р. Белой).

Степень обнаженности. Равнинность территории, ее невысокое гипсометрическое положение и значительная мощность четвертичного покрова явились причиной плохой и крайне неравномерной обнаженности дочетвертичных пород. Большая часть обнажений расположена по берегам рек, прорезающих склоны Ордовикского и Карбонового уступов. К водораздельным пространствам и побережьям Финского залива, Ладожского и Онежского озер приурочено сравнительно небольшое число обнажений.

Выходы архейско-протерозойских пород известны на Карельском перешейке (гнейсы, гранито-гнейсы, диориты, гранодиориты), на островах Финского залива (порфиры и туфы), на западном побережье Онеж-

ского озера (кварцито-песчаники, кварциты, глинистые сланцы с интрузиями диабазов).

Песчано-глинистые отложения гдовского горизонта обнажены по берегу р. Волчьей на Карельском перешейке; аргиллитоподобные глины котлинского горизонта — по южному берегу Финского залива (у д. Большая Ижора по р. Черной, у Графской бухты и в низовьях р. Коваши). Выходы на поверхность пород ломоносовской свиты нижнего кембрия известны у Большой Ижоры и по р. Коваши (у д. Шишкино). Разрез лонтоваской и пиритаской свит прослеживается в естественных обнажениях у подножия Ордовикского глинта и по долинам пересекающих его многочисленных рек. Отложения ордовикских известняков и доломитов с оболочкой толщиной в основании довольно полно вскрыты в долинах рек, прорезающих Ордовикский глинт: Нарвы, Плюсы, Луги, Славянки, Поповки, Ижоры, Тосны, Мги, Назии, Волхова, Сяси и их притоков.

Сотни обнажений девонских пород в пределах Главного девонского поля известны по долинам рек и по берегу оз. Ильмень. Некоторые из них достигают высоты 20—30 м и протяженности в несколько километров. Выходы нарвских мергелей в старооскольских песчаниках среднего девона находятся на берегах рек Луги, Оредежи, Славянки, Ижоры, Тосны, Тигоды. Карбонатные породы верхнего девона обнажаются по р. Великой и ее притокам, по р. Шелони, на южном побережье оз. Ильмень, по Волхову и Сяси. Разрезы песчано-глинистых пород верхнего девона (так называемая верхняя пестроцветная толща) вскрываются реками Ловать, Пола, Мста, Сясь, Паша, Оять и др.

Глины лихвинского надгоризонта каменноугольной системы вскрыты единичными обнажениями на реках Мсте и Перетне. Выходы отложений визейского яруса известны по рекам Тутоке, Ретеше, Рядани, Пярдомле, Воложке, Рагуше, Мде, Прикше, Мсте.

Известняки и доломиты намюрского яруса (протвинский горизонт) выходят по рекам Ленинке, Рагуше, Мсте, вскрыты Угловским и Пикалевским карьерами. Отложения среднего карбона обнажены плохо, и на рассматриваемой территории выходы их известны только в трех местах: в верховьях р. Увери (у деревень Меглино, Устрика и др.), на р. Валдомице западнее г. Пестово и в районе ст. Кушеверы.

Пермские отложения, развитые на небольшом участке в районе ст. Пестово, обнажаются на р. Валдомице между совхозом «Вятка» и устьем реки.

Четвертичные отложения распространены почти повсеместно. Многочисленные их обнажения известны почти по всем долинам рек, вдоль Ордовикского и Карбонового уступов и на склонах возвышенностей.

ГИДРОГРАФИЯ

Территория Ленинградской, Новгородской и Псковской областей характеризуется хорошо развитой гидрографической сетью. Речная сеть развита по площади неравномерно (от 20 до 60 км на каждые 100 км² площади), что объясняется неоднородностью рельефа, пестротой растительного покрова и почв и климатическими особенностями в различных частях региона.

Большая часть рек принадлежит бассейну Балтийского моря. Лишь на востоке Ленинградской области расположены верховья рек Колпи, Суды, Чагодощи, Мологи и ряда более мелких, относящихся к бассейну Каспийского моря. Водоразделом этих двух основных бассейнов является Валдайская возвышенность; реки, берущие начало на ее западном склоне, относятся к бассейну Балтийского моря, на восточном — к бас-

сейну Каспийского. Внутренними водоразделами бассейнов являются Ижорская, Лужская, Судомская, Бежаницкая возвышенности.

Питание рек, озер и болот происходит в основном за счет талых снеговых, дождевых и подземных вод.

Реки. Для рек характерен слабо выработанный продольный профиль с одной или двумя надпойменными террасами, иногда только с поймой. Все это свидетельствует о молодости гидрографической сети. Долины крупнейших рек обычно четко подразделяются на участки верхнего, среднего и нижнего течения. В верхнем течении реки протекают по ровным, обычно заболоченным площадям, имеют неглубоко врезанную долину, низкие берега, узкое извилистое русло, небольшую глубину и медленное течение. В среднем течении преобладает глубинная эрозия, вследствие чего долины становятся узкими, с крутыми высокими склонами (до 20—50 м), в руслах некоторых рек появляются перекаты и пороги, течение быстрое (реки Сясь, Мста, Ловать, Шелонь и др.). В нижнем течении долины рек широкие, падение реки небольшое (0,01—0,02 м на 1 км), течение слабое, глубина значительная.

Реки обычно берут начало в озерах и болотах, реке они имеют своими истоками родники (реки Славянка, Ижора, Стрелка, Оредеж и др.).

Самой многоводной рекой является Нева. К крупным рекам относятся Свирь, Волхов, Мста, Великая, Луга, Ловать; остальные реки принадлежат к группе средних и мелких водотоков.

Река Нева вытекает из Ладожского озера и впадает в Финский залив. Она протекает по Приневской низине. Протяженность ее 74 км, падение 5 м. Площадь водосбора самой реки всего 6000 км², но, транспортируя в Финский залив воды Ладожского озера, Нева получает питание с более обширного водосбора площадью 282 300 км². Долина реки имеет прямолинейный характер, лишь выше г. Ленинграда, у с. Ивановского, русло образует резкую излучину. Пойма не выражена и намечается лишь в мелких излучинах; высота берегов изменяется от 5 до 12 м. Ширина реки изменяется от 200 м до 1,3 км. Выше с. Ивановского в русле Невы имеются пороги, образованные валунами размытой здесь морены. В пределах Ленинграда глубина реки от 12—16 до 23 м. Ниже устья р. Охты начинается дельта Невы.

Режим Невы обусловлен влиянием, с одной стороны, Ладожского озера, с другой — Финского залива. Характерной особенностью Невы являются подъемы воды, обусловленные действием сильных западных ветров, нагоняющих в реку воду из Финского залива, что приводит к наводнениям. Ледовый режим ее очень неустойчив: начало ледостава — от первой половины октября до января, вскрытие — с конца марта до конца апреля. Расход воды колеблется от 355 до 4460 м³/сек, при среднем значении около 2500 м³/сек. Основными притоками Невы являются Мга, Тосна, Ижора, Славянка (левые), Черная и Охта (правые).

Река Свирь вытекает из Онежского озера и впадает в Ладожское озеро. Длина реки 224 км, общее падение 23 м, из них 13 м приходится на порожистый участок верхнего течения. Площадь водосбора 83 210 км². В верхнем и нижнем течении р. Свирь прорезает широкие приозерные участки, в среднем — полосу холмистого рельефа и течет здесь в узкой и глубокой долине. Ширина реки в верховьях около 700 м, в нижнем течении несколько суживается. Глубина русла изменяется от 3,5 до 11 м, преобладают глубины 5—7 м. Уровень воды в Свири в течение года колеблется мало вследствие регулирующего влияния Онежского озера и плотин гидроэлектростанций. Замерзает река в период с середины ноября до начала декабря, вскрывается в середине — конце апреля. Средний расход воды 610 м³/сек. Главнейшими притока-

ми Свири являются реки Ивина и Важина (правые притоки), Оять и Паша (левые).

Река Волхов вытекает из оз. Ильмень и впадает в Ладожское озеро. Длина ее 228 км, общее падение 13 м, ширина реки 200—250 м. Площадь водосбора 80 200 км². Уровень воды р. Волхова на протяжении года значительно изменяется. В конце марта — начале апреля наблюдается резкий подъем на 6—7 м над меженным уровнем, последующий спад воды продолжается около трех недель, затем вновь начинается подъем уровня, который сохраняется до января. Замерзает река в середине ноября, вскрывается в середине апреля. Среднегодовой расход воды 580 м³/сек. Основные правые притоки Волхова — реки Вишера, Пчевжа, Черная, левые — Кереть, Тигода, Оломна, Влоя.

Река Мста берет начало из оз. Мстино близ г. Вышний Волочек и впадает в оз. Ильмень. Длина ее 445 км, общее падение почти 135 м. Площадь водосбора реки (вместе с оз. Мстино) равна 23 420 км². Мста является единственной рекой, пересекающей Валдайскую возвышенность — главный водораздел Балтийского и Каспийского морей. Ширина русла реки в верхнем течении 40—150 м, в пределах Приильменской низины 200—400 м; глубина русла изменяется от 0,2—0,6 м на перекатах до 3—5 м на плесах. Среднегодовой расход воды 142 м³/сек. Правые притоки Мсты — реки Уверь, Вельгия, Мда, Хубка, левые — Цна, Березайка, Шегринка, Волма.

Река Луга берет начало из водораздельного болота Нетыльский мох и впадает в Финский залив. Длина реки 336 км, общее падение 64 м. Площадь водосбора 13 630 км². В верховьях Луга течет в низких заболоченных берегах, ниже берега сильно повышаются. Глубина русла реки изменяется от 0,6—1 до 4 м, а в устье достигает 6—9 м. Ширина русла в среднем течении 50—100 м, в устье 200—400 м. Среднегодовой расход воды около 100 м³/сек. Главнейшими правыми притоками Луги являются реки Оредеж, Ящеря, Кемка, Лемовжа, левыми — Саба, Вруда, Долгая и Солка.

Река Великая начинается среди болот, вытекает из оз. Малый Вяз и впадает в Псковское озеро. Длина ее 406 км, общее падение около 190 м. Площадь водосбора реки 25 420 км². Бассейн Великой приурочен к обширной низине. В верхнем течении река соединяет около 20 озер, ширина русла здесь 20—50 м, глубина 1—2 м, на участке среднего течения русло расширяется до 100—120 м, а глубина увеличивается до 2—3 м. Близ устья возникла дельта, в которой насчитывается до 50 островов. Средний годовой расход воды в реке 124 м³/сек. Основные притоки р. Великой — Кудра, Шесть, Череха, Сороть, Пскова (правые) и Синяя, Исса, Утроя (левые).

Река Ловать вытекает из оз. Ловатец и впадает в оз. Ильмень. Длина реки 536 км, общее падение около 150 м. Площадь водосбора 21 900 км². Ширина русла изменяется от 10—15 м в верховье до 100—400 м в дельте, глубина соответственно от 0,3 до 7 м. Средний годовой расход воды в реке 112 м³/сек. Главный правый приток Ловати — р. Кунья, левые притоки — Локня и Полисть.

Озера. На рассматриваемой территории они многочисленны (около 6000), разнообразны по размерам, форме, происхождению и могут быть разделены на три группы. К первой отнесены наиболее крупные озера структурно-тектонического происхождения — Ладожское, Онежское, Псковское, Чудское и Ильмень, которые приурочены к крупным впадинам рельефа и являются остатками еще более обширных ледниковых водоемов. Вторую, наиболее многочисленную, группу составляют средние и малые озера ледникового происхождения, приуроченные главным образом к холмистым участкам последнего оледенения. Площадь боль-

шинства таких озер не превышает 5—10 га, глубина обычно меньше 4—5 м. Котловины этих озер имеют округлую или неправильную лопастную форму, неровное дно. Встречаются также удлинённые ложбинные озера. В третью группу входят озера карстового происхождения. При малой площади (часто менее 0,3 км²) озера этой группы нередко отличаются большой глубиной — до 30 м, что объясняется присутствием на дне ям-понор, куда в некоторые годы уходит вода озер. Годовой ход уровня большинства озер имеет два максимума — весенний (снеговой) и осенний (дождевой) и два минимума — летний (в июле или августе) и зимний (в феврале или марте). Ледовый режим озер определяется температурой воздуха, характером осадков, ветровым режимом. Имеет влияние также глубина озера, площадь его, наличие грунтового питания и т. д. В среднем ледостав на озерах наступает в конце ноября. Наибольшая толщина льда (1—1,25 м) наблюдается в марте.

Ладожское озеро — самое крупное в Европе, имеет площадь 18 400 км², длину свыше 200 км, наибольшую ширину около 125 км. Озеро занимает обширную котловину, строение которой в различных частях неоднородно. Скалистые северные берега вдаются в озеро многочисленными мысами. Южные берега низкие, заболоченные, прямолинейные. Глубина озера возрастает от южного побережья к северному и достигает 225 м. Общий объём воды в озере около 900 км³. Колебания уровня менее 2 м, чаще даже менее 1 м. Годовой ход уровня озера очень плавный, что объясняется не только его значительными размерами, но и огромной площадью его бассейна, составляющей около 280 000 км². В Ладожском озере имеется более 500 небольших островов общей площадью свыше 300 км², большая часть их находится около северного побережья. Посреди озера располагаются две группы (два архипелага) островов: Валаамская (свыше 50 островов) и Мантсин-Сари (около 40 островов).

Озеро Ильмень — обширный (наибольшая длина около 45 км, ширина до 35 км), но мелководный (максимальная глубина 6—10 м) водоем, заносимый осадками впадающих в него рек. Дно озера плоское, берега большей частью низкие, заболоченные. Годовой приток вод в 6 раз больше среднего объёма водной толщи озера. В связи с этим площадь озера очень сильно колеблется — от 620 до 2200 км² в зависимости от колебаний притока вод. Средняя глубина озера 3,1 м, но колебания уровня воды достигают 5 м, в пределах абсолютных высот 17—22 м. Площадь водосбора 65 450 км².

Псковско-Чудский водоем состоит из двух озер: северного — Чудского и южного — Псковского, соединенных так называемым Теплым озером. Наибольшая длина водоема 150 км, наибольшая ширина 50 км, общая площадь около 3650 км². Объём воды 24 км³. Высота озера над уровнем океана около 30 м. Дно водоема плоское, озеро мелководное, средняя глубина его 6,8 м, максимальная — 14,6 м. Площадь водосбора 56 100 км². Замерзает водоем в декабре, вскрывается в начале мая.

Финский залив Балтийского моря имеет протяженность около 420 км, ширину в восточной части 15 км, в средней — 130 км, в западной — 75 км. Площадь залива около 29 500 км². Северный берег сильно изрезан заливами — фьордами, с множеством мелких островков. Благодаря притоку большого количества пресной воды, которую несут впадающие в него реки, вода в Финском заливе отличается слабой соленостью. Приливы и отливы в Финском заливе не заметны, но часты волнения, вызываемые циклонами. Замерзает лишь восточная часть залива. Окончательное освобождение от льда происходит в конце апреля — начале мая.

Болота. Процессы заболачивания получили широкое развитие, что обусловлено преобладанием осадков над испарением, слабой расчлененностью, равнинностью рельефа, наличием большого количества впадин и плохой водопроницаемостью грунтов. Средняя заболоченность территории достигает 30%, а на отдельных участках превышает 50% (в Приладожской, Приильменской и других низменностях). Наименее заболочена Валдайская возвышенность. Свыше 50% общей площади болот занимают крупные болотные массивы, площадь которых превышает 1000 га.

Большинство болот расположено на водоразделах и относится к верховому типу с преобладанием атмосферного питания.

Максимальная мощность торфа на болотах (главным образом сфагнового состава) достигает 9 м и более. Низинные болота распространены незначительно и сложены обычно древесно-осоковыми, осоковыми и гипновыми торфами хорошей степени разложения. Они встречаются на пойменных террасах рек и в прибрежной полосе озер. Питание большинства низинных озер происходит за счет паводковых вод; болота грунтового (ключевого) питания редки, занимают незначительные площади.

По запасам торфа (более 5 млрд. т в воздушно-сухом состоянии) рассматриваемая территория является одной из самых богатых в Советском Союзе. Крупнейшими болотами являются Зеленецкий Мох (площадь 60,2 тыс. га, бассейн р. Сяси), Соколий и Гладкий Мох (29,4 тыс. га, водораздел рек Сяси и Паши), Спасские Мхи (33 тыс. га, бассейн р. Мсты), Мшинское болото (39 тыс. га, бассейн р. Оредежи), Полистовский болотный массив (132 тыс. га, бассейн р. Полисти), Тесовское болото (36,1 тыс. га, водораздел бассейнов Луги и Волхова) и др.

КЛИМАТ

Климатические условия рассматриваемой территории определяются ее положением в умеренных широтах на северо-западе Русской равнины, где отчетливо проявляется влияние Атлантического океана и его морей. Внутренние водоемы — Финский залив Балтийского моря и крупнейшие озера — Ладожское, Онежское, Псковское, Чудское и Ильменское смягчают климат и придают ему черты морского. В целом климат территории определяется как умеренно холодный, влажный. Зимы сравнительно мягкие, сильные морозы быстро сменяются оттепелями; лето умеренно теплое, временами прохладное.

Температурный режим определяется прежде всего количеством солнечной радиации и влиянием больших и малых водоемов. В различных частях территории количество солнечной радиации неодинаково. Температура воздуха находится в тесной зависимости от получаемого тепла. Средняя годовая температура изменяется от 4,1—4,6° С на западе и юго-западе до 2,4—2,6° С на севере и востоке.

Недостаток солнечного тепла, получаемого поверхностью земли, восполняется притоком его с воздушными течениями из других мест, главным образом с запада и юга.

Смена различных воздушных масс является причиной неустойчивой, изменчивой погоды, особенно характерной для запада Ленинградской области, прилегающей к Финскому заливу.

Средняя месячная абсолютная влажность воздуха изменяется от 2,1—3,1 мм (декабрь—март) до 9,4—11,4 мм (июль—август). Средняя годовая относительная влажность воздуха (по наблюдениям в 13 часов дня) изменяется по территории от 69 до 79%. Наибольшего значения

(80—90%) она достигает в декабре — феврале, а наименьшего (50—60%) в мае — июне.

Характерной чертой климата территории, особенно запада Ленинградской области, является большая облачность (наибольшая зимой, наименьшая — летом). Средняя годовая сумма осадков на большей части территории составит 550—650 мм, но в отдельные годы их бывает значительно больше (800—850 мм) или меньше (300—400 мм). Наиболее увлажненными районами являются побережье Финского залива (Левашово под Ленинградом 726 мм) и Валдайская возвышенность (г. Валдай 708 мм). В течение года насчитывается от 170 до 200 дней с осадками. Максимум осадков приходится на лето, но наибольшее количество дней с осадками осенью и зимой. С июля по октябрь выпадает около 60% осадков.

Климат Северо-Запада характеризуется четырехсезонной структурой, но так как каждый сезон переходит в следующий постепенно, даты начала и конца сезона можно называть лишь условно.

Весна наступает довольно рано: во второй половине марта в западных районах и в середине апреля — в восточных. В марте температура воздуха на всей территории отрицательная; в апреле она достигает 1—4° тепла, в мае изменяется от +8° на севере до +12° на юге района.

Лето определяется как период между последними весенними заморозками и первыми осенними. Заморозки начинаются в восточной возвышенной части территории во II декаде сентября, на остальной территории — в конце сентября и в крайних западных районах в I декаде октября. Продолжительность лета колеблется от 120 до 140 дней.

Осень на Северо-Западе отличается затяжным характером, особенно в западной половине территории. Здесь средние месячные температуры воздуха оказываются на 0,5—1° выше, чем в местах, даже значительно удаленных к югу. Средняя температура воздуха в сентябре составляет 11° на юге и западе территории и 9° на северо-востоке, в октябре соответственно 2 и 6°, в ноябре 0,5 и 4°.

Зима наступает с образованием устойчивого снегового покрова. Эта дата колеблется между 20 ноября на северо-востоке и 20 декабря на юге и в центральной части территории. Средняя температура декабря изменяется от —5° (на западе) до —9° (на востоке), января соответственно от —7° до —11°, февраля от —7° до —10° и марта от —3 до —7°.

ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ

Почвы. Описываемая территория расположена в лесной зоне, где преобладают подзолистые, дерновые и болотные почвы. Они представлены большим количеством разновидностей, что обусловлено степенью развития почвенных процессов. С северо-запада на юго-восток в пределах описываемой территории можно отметить следующие преобладающие разновидности почв.

В северо-западной части Ленинградской области, в пределах южной окраины Балтийского щита, в районах выходов на поверхность кристаллических пород развиты торфянисто-иллювиально-гумусовые и скрытоподзолистые гумусово-железистые почвы. В котловинах распространены дерново-слабоподзолистые, оглеенные или глееватые суглинистые, реже супесчаные почвы.

В пределах центральной возвышенности Карельского перешейка почвенный покров более пестрый: здесь развиты подзолистые железисто-гумусовые, торфянисто-подзолистые, иллювиально-гумусовые и сред-

неторфянистые почвы. В Приладожской, Приволховской и Приневской низинах преобладают подзолисто-глеевые и другие разновидности болотных почв. В пределах Ижорской возвышенности и в южном Приильменье широко распространены дерново-подзолистые и дерново-карбонатные почвы. На плоской Приильменской низине состав почв довольно однороден: в основном подзолисто-глеевые малоплодородные почвы. В пределах Лужской, Судомской, Бежаницкой, Валдайской возвышенностей, отличающихся разнообразием ледниковых аккумулятивных форм рельефа и пестротой литологического состава четвертичных отложений, встречаются в сложном сочетании сильно-, средне- и слабоподзолистые и дерново-карбонатные почвы. Наиболее обширные участки аллювиальных почв расположены на побережье оз. Ильмень, в среднем течении Волхова, в низовьях Луги, в среднем и нижнем течении рек Мсты и Ловати. Болотные почвы широко развиты в различных частях территории. Торфяно-болотные почвы с мощностью торфа 0,5—1 м распространены в заболоченных лесах, по окраинам болот и берегам озер. По берегам рек и озер образуются железисто-торфяные, богатые золы так называемые иловато-болотные почвы.

Большая часть почв, пригодных для земледелия, уже используется. Под лесом оставлены малоплодородные почвы.

Растительность. Леса являются преобладающим типом растительности и покрывают половину описываемой территории. Лесные массивы распределены по территории неравномерно: на севере и северо-востоке Ленинградской области залесенность достигает 70%, в районе г. Пскова всего 15%. Характер лесов также существенно меняется от типичных темнохвойных черничных зеленомошников — на севере к сложным ельникам с широколиственным подлеском — в подтайге и островным широколиственным лесам на юго-западе территории. Наиболее широко распространены еловые леса. Сосновые леса также типичны для территории, хотя и распространены несколько меньше, чем ельники. Сосняки приурочены главным образом к легким песчаным и супесчаным почвам. Основные типы сосновых лесов соответствуют типам ельников.

Обширные площади занимают и мелколиственные леса — березовые и осиновые (обычно с примесью ели и сосны) и заросли серой ольхи. Местами развиты кустарниковые заросли с господством ивы. Широколиственные леса распространены на небольших площадях и представлены чаще всего дубовыми рощами или участками широколиственного леса — осина, ясень, липа, вяз, ильм, клен, рябина и орешник.

Типичный зональный ряд растительности наиболее отчетливо выражен на водораздельных дренированных пространствах, сложенных суглинистыми бескарбонатными почвами. Здесь в темнохвойных лесах первый ярус деревьев образован елью, во втором ярусе встречаются осина, береза, режа клен, для подлеска типичны рябина, черемуха, крушина, лещинка. Широко распространены на слабодренируемых пространствах заболоченные леса: ельники, долгомошники и сфагновые. На юго-западе района (западные районы Псковской области), где климат более мягкий и влажный, в составе лесов больше распространены широколиственные породы. В ряде мест, в независимости от климатических причин, островки широколиственных лесов проникают далеко на север. Например, на Онежско-Ладожском перешейке на выходах на поверхность диабазов встречаются заросли клена. На водораздельных холмах к северо-востоку от Тихвина растут дубы с орешником, а на девонских глинах в долинах рек Льяной, Шегринки, Поломети произрастают вяз, липа, ясень.

Около 12% площади занято болотными растительными ассоциациями. На верховых болотах преобладают сосново-кустарниково-сфагновые, пушицево-сфагновые и кустарниково-пушицево-сфагновые сообщества. На переходных болотах (смешанного атмосферного и грунтового водного режима) господствуют сосново-березово-сфагновые сообщества с участием пушицы многоколосковой, сабельника, осок, вахты. Низинные болота распространены меньше, растительность их представлена тростниковыми, черноольховыми, березово-черноольховыми, черноольхово-тавалговыми и другими сообществами.

Луга занимают 7—10% площади. На водоразделах луга злаковые и разнотравно-злаковые. Пойменные луга разнотравно-осоковые, злаково-разнотравно-осоковые и осоковые.

ПУТИ СООБЩЕНИЯ

Рассматриваемая территория отличается значительным развитием сети железных дорог — в среднем 2,6 км на 100 км² (в Ленинградской области 3,2 км, в Новгородской — 2,1 км и в Псковской — 2,0 км на 100 км²).

Самым крупным железнодорожным узлом является Ленинград. Важнейшие железнодорожные магистрали связывают его с Москвой, Украиной, Уралом, Сибирью и Прибалтийскими республиками; дорога через Выборг соединяет Ленинград с Финляндией. Помимо главных железнодорожных магистралей, имеющих всесоюзное значение, существует еще много железных дорог местного значения и густая сеть пригородных дорог. В Ленинградской, Псковской и Новгородской областях имеется значительное количество шоссейных дорог, главные из которых асфальтированы. В восточных районах приобретают большое значение водные пути сообщения. Главнейшими транзитными водными магистралями всесоюзного значения являются Волго-Балтийский и Балтийско-Беломорский водные пути. К водным путям местного значения относятся Тихвинская водная система, соединяющая бассейны рек Сяси, Тихвинки, Чагодоши и Мологи, и Вышневолоцкая система, соединяющая бассейны рек Волхова и Мсты с бассейном р. Волги. Регулярное пароходное сообщение осуществляется по р. Неве, по р. Волхову (между ст. Волхово и Новгородом), по Ладожскому озеру до Приозерска, по Ильменю между Новгородом, Шимском и Старой Руссой, по Псковскому и Чудскому озерам, по Финскому заливу между Ленинградом, Выборгом, Кронштадтом, Ломоносовым, Усть-Лугой и Таллином. Трубопроводный транспорт развит пока только в западной части района. Это газопроводы Серпухов — Новгород — Ленинград, Кохтла-Ярве — Ленинград, Сланцы — Ленинград, Ярославль — Кириши. Воздушные трассы соединяют Ленинград с Москвой, крупнейшими промышленными центрами и курортными районами страны. Широкое развитие получили местные воздушные трассы, соединяющие областные и районные центры.

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ленинградская, Новгородская и Псковская области характеризуются высоко развитой индустрией и занимают важное место в народном хозяйстве Советского Союза. Ведущими отраслями промышленности являются сложное и точное машиностроение и приборостроение, судостроение, цветная металлургия, химическое и целлюлозно-бумажное производство, а также легкая промышленность (обувная, трикотажная, прядильно-ткацкая и др.). В этих отраслях промышленности занято более 70% всех рабочих. Подавляющую часть промышленной продукции дает Ленинград.

Видное место в промышленности занимает добыча и переработка

полезных ископаемых. Богатые ресурсы минерального сырья используются для производства строительных материалов, для некоторых отраслей химической промышленности и в металлургии. Разнообразные строительные материалы частью используются в естественном виде (граниты, диабазы, известняки, доломиты, валунно-гравийно-песчаный материал и др.), а частью перерабатываются для получения извести, кирпича, шлакоблоков, черепицы, цемента, стекла и др. Граниты и диабазы Приладожья используются на щебень, бут, облицовочные материалы. Широко распространенные в пределах региона известняки являются не только прекрасным строительным материалом, но находят применение в цементной, бумажной, металлургической промышленности. Добыча ордовикских известняков и доломитов, используемых на бут, щебень и как штучный камень, производится в пределах полосы выхода их вдоль глинта. Разработка нижнекаменноугольных известняков ведется в 20 км к востоку от г. Тихвина на Пикалевском месторождении, являющемся сырьевой базой крупного цементного завода: известняки Малогорского месторождения вывозятся на Кольский полуостров, где применяются на Мончегорском комбинате «Североникель»; у ст. Угловка разрабатывается крупное месторождение, снабжающее известняками расположенные здесь известковые заводы. Следует упомянуть и об известковых туфах и гаже, представляющих собой ценный материал для производства цемента, извести и известкования почв и распространенных в различных частях территории, где известняки залегают под маломощными четвертичными отложениями.

Тихвинские бокситы являются сырьем для производства алюминия, а также применяются в абразивной, огнеупорной, красочной, цементной промышленности и как флюсы в черной металлургии.

Месторождения огнеупорных глин приурочены к нижнекаменноугольным отложениям, распространенным в восточных частях Ленинградской и Новгородской областей. В Псковской области, в районе г. Печоры, известно месторождение девонских тугоплавких глин.

Стекольные кварцевые пески распространены в полосе, тяготеющей к Балтийско-Ладожскому глинту (кембрийского возраста), в Лужском районе (девонские), в восточной части Новгородской области (нижнекаменноугольные) и по берегу Финского залива и Ладожского озера (четвертичные). Глинистые кварцевые разности песков используются в формовочном производстве.

В районе г. Кингисеппа Ленинградской области разрабатывается месторождение фосфоритов, приуроченных к оболочкам песчаникам ордовика. Горючие сланцы, добываемые в Ленинградской области, перерабатываются в бытовой газ для Ленинграда и в химические продукты — жидкое топливо, смолы, масла, а отходы производства используются для изготовления бетона и кирпича.

В различных районах региона широко распространены полезные ископаемые, связанные с отложениями четвертичного возраста: песчано-гравийный материал, кирпично-черепичные глины, минеральные краски и т. д.

Источники минеральных вод (железистых, хлоридно-натриевых, гидрокарбонатных) известны в Старой Руссе, Сольцах, Порхове, под Ленинградом.

Важнейшими задачами дальнейшего развития индустрии Ленинградской, Псковской и Новгородской областей являются создание новых промышленных центров, совершенствование размещения промышленности за счет более полного и комплексного использования местных природных ресурсов: полезных ископаемых, лесного и сельскохозяйственного сырья.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Территория Ленинградской, Псковской и Новгородской областей находится в пределах двух крупных структурно-геологических районов: Балтийского кристаллического щита, где сложно дислоцированные метаморфизованные породы архея, нижнего и среднего протерозоя обнажены с поверхности, и северо-западной части Русской плиты, представляющей собой область погружения фундамента под осадочным чехлом.

Балтийский кристаллический щит входит в пределы рассматриваемой территории своей самой южной окраиной. Это сравнительно небольшой участок, расположенный на севере Карельского перешейка, имеющий свои характерные геологические и структурные особенности, резко отличные от остальной территории Русской платформы. Особое положение занимает он и на геологической карте; здесь с поверхности развиты древние метаморфизованные толщи, представленные биотитовыми, амфиболо-биотитовыми и слюдяными гнейсами и кристаллическими сланцами архейского и нижнепротерозойского возраста с интрузиями кислых и основных пород. В западной половине Карельского перешейка — у побережья Финского залива широко развиты верхнепротерозойские граниты рапакиви, слагающие мощное плитообразное интрузивное тело. Простираются древние толщи с северо-запада на юго-восток и погружаются к югу под осадочные образования.

Территория, расположенная в пределах северо-западной части Русской плиты, представляет собой область развития осадочных отложений, начиная от верхнепротерозойских (рифейских) до пермских включительно, общей мощностью до 2500 м.

Основной особенностью геологической структуры этой области является пологое моноклинальное залегание слагающих ее образований, с очень слабым падением их к югу и юго-востоку. Соответственно в этом же направлении происходит последовательная смена древних осадочных толщ более молодыми, выходящими на поверхность по восстановлению слоев.

Отмеченная закономерность отчетливо выражена на геологической карте, где можно видеть, как полосы распространения на севере более древних образований — верхнего протерозоя и кембрия — последовательно сменяются в южном и юго-восточном направлениях ордовикскими, девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями.

На фоне этой общей закономерности залегания слоев выделяются региональные стратиграфические и структурные несогласия. Наиболее крупным структурным несогласием, хорошо выраженным на геологической карте, является прямо противоположное простирание осадочных толщ и древних архейско-, нижне- и среднепротерозойских кристаллических пород. Последние имеют северо-западное простирание, тогда как отложения осадочного чехла простираются в северо-восточном и широтном направлениях. Имеются несогласия между иотнийскими об-

разованиями (шокшинской свитой), развитыми на Онежско-Ладожском перешейке, и перекрывающими их отложениями валдайской серии (котлинский горизонт), а местами верхнего девона.

Особенно резко выделяется несогласие на геологической карте между ордовикскими отложениями почти широтного простирания и девонскими породами, простирающимися в северо-восточном направлении. При общем погружении как тех, так и других отложений на юг и юго-восток угол падения их различен: ордовикских 10—12', девонских 6—8'. Стратиграфически несогласно залегают отложения валдайской серии на породах волинской серии. Последние формировались в глубоких прогибах фундамента и представляют собой поэтому иной структурный план по сравнению со всей вышележащей осадочной толщей.

Менее значительные стратиграфические перерывы, получившие очень слабое отражение на геологической карте, фиксируются между нижним и средним кембрием, в основании пакерортского горизонта нижнего ордовика, между девоном и карбоном, карбоном и пермью (на среднекаменноугольных отложениях залегают татарский ярус верхней перми) и, наконец, между дочетвертичными и четвертичными отложениями.

Таким образом, тектоническая перестройка на описываемой территории происходила на границе нижнего и среднего протерозоя, в начале и конце позднего протерозоя, в доживетский период, в конце позднего девона, а также в послекарбоновое и послепермское время.

Характер структуры и вещественный состав погруженной части фундамента в пределах Русской плиты устанавливается в основном по геофизическим данным (плотности и намагниченности пород). Интерпретация их и материалы бурения показали, что кристаллические образования, слагающие фундамент в этом районе, являются непосредственным продолжением региональных складчатых структур осадочно-эффузивных и интрузивных комплексов, развитых в южной части Балтийского кристаллического щита.

Здесь выделяются массивы, сложенные гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами архейского возраста, и окаймляющие их подвижные зоны свекофенид и карелид, имеющие субмеридиональную и северо-западную ориентировку складчатых структур. Это сложно дислоцированная (с многочисленными разломами со смещениями блоков фундамента) толща гнейсов различного состава с подчиненными амфиболитами, кварцитами архейско-нижнепротерозойского возраста (складчатые сооружения свекофенид) и ладожская серия ниже-среднепротерозойского возраста, представленная биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами с пропластками сланцев, амфиболитов и скарнированных карбонатных пород.

В восточной части Онежско-Ладожского водораздела гранито-гнейсы и гнейсо-граниты перекрыты кварцито-песчаниками ютния (шокшинская свита).

Современная поверхность фундамента в рассматриваемом районе осложнена двумя узкими локальными прогибами, выполненными наиболее древними осадочными образованиями (рифейскими и волинскими), песчаниками и кварцито-песчаниками, переслаивающимися с диабазами и эффузивами пластового типа. Один из них, установленный бурением в Валдайско-Крестецком районе (Крестецкий авлакоген), имеет крутой уступообразный склон в сторону Московской синеклизы северо-восточного простирания. Максимальная глубина погружения фундамента здесь превышает 2500 м. Другой прогиб выявлен на западном и юго-восточном берегах Ладожского озера и, по всей вероятности, охватывает значительную часть акватории (Ладожский прогиб).

Разлом, ограничивающий опущенный блок с запада, имеет северо-западное направление, параллельное берегу Ладожского озера. Погружение фундамента здесь более 600 м, ширина грабена около 150 км.

Валдайско-Крестецкий и Приладожский районы характеризовались в позднем протерозое (волынское время) проявлениями вулканической деятельности. Об этом свидетельствует присутствие в песчано-глинистых породах волинской серии базальтов, базальтовых порфиритов и туфогенных пород (скважины Крестцы, Паша, Кондратьево).

Кроме названных впадин, поверхность фундамента осложнена небольшими локальными поднятиями. Наиболее значительным из них, относительно хорошо изученным бурением, является Локновский выступ (в осадочном чехле — Локновский вал), расположенный в 20 км юго-западнее г. Пскова. На территории Псковской области распространяется только восточное окончание вала, получившего основное развитие к западу — на территории Эстонии (Локновско-Мынистская зона дислокаций). Эта структура имеет субширотное простирание, протяженность около 60 км и относительную высоту более 300 м. С юга вал ограничен разломами широтного простирания, расположенными кулисообразно, а также крутым уступом с восточной стороны.

В строении Локновского вала принимают участие кристаллические породы фундамента, отложения вендского комплекса, кембрия, ордовика и девона. Однако в сводовой части структуры породы среднего девона непосредственно залегают на нижнекембрийских отложениях.

Локальные поднятия с небольшими амплитудами (10—50 м) были выявлены и частью разведаны и в других местах. Это Гатчинская, Павловская, Колпинская, Озерецкая структуры, образующие структурную зону северо-восточного простирания, а также локальные структуры: Котловская (в районе ст. Котлы), Лопатовская (в районе г. Пскова), Будогошская (в районе г. Будогощи) и Вины-Крестецкая (между городами Крестцы и Новгородом в районе деревень Вины и Невской).

Не исключается возможность, что целый ряд как положительных, так и отрицательных гравитационных и магнитных аномалий относительно небольших размеров, выявленных в Лужском, Волосовском, Сясьском, Киришском и других районах Ленинградской области, а также в Новгородской и Псковской областях, связаны с небольшими морфоструктурами, осложняющими поверхность фундамента.

В соответствии с геотектоническим районированием северо-запада Русской платформы в пределах рассматриваемой территории расположены следующие части региональных структур первого порядка (типа синеклиз и антеклиз): юго-восточный подземный склон Балтийского кристаллического щита, северо-западный склон Московской синеклизы, часть восточного склона Балтийской синеклизы, восточная часть Латвийской седловины и северная окраина Белорусско-Литовского выступа кристаллического фундамента. Границы между ними условные, так как одна структура служит естественным продолжением другой. Например, юго-восточный склон Балтийского щита является частью или продолжением северо-западного склона Московской синеклизы. Одни исследователи (В. А. Котлуков, 1955 г. и др.) границу между ними условно проводят по абсолютной отметке погружения фундамента 500 м, другие — по разлому в фундаменте в Крестецко-Валдайском районе, т. е. несколько восточнее меридиана Невель — Старая Русса — Тихвин.

Южная и юго-восточная части склона Балтийского кристаллического щита, занимающего почти всю северную половину Ленинградской области, характеризуются пологим и относительно неглубоким (500—600 м) погружением фундамента к югу и юго-востоку под углом 9—14°, или 2,5—4 м на 1 км. В пределах этого региона породы осадочного чех-

ла имеют широтное и субширотное простирание и залегают почти горизонтально или со слабым наклоном слоев под углом 6—12' в том же юго-восточном направлении, что и фундамент.

Северо-западный склон Московской синеклизы охватывает всю восточную и юго-восточную части описываемого региона. Это одна из наиболее крупных и древних структур Русской платформы, заложенная еще в позднепротерозойское время. Склон синеклизы имеет северо-восточное простирание и погружение к юго-востоку. На рассматриваемой территории эта часть структуры является областью наиболее глубокого залегания фундамента и развития наибольших мощностей осадочных толщ (свыше 2500 м).

Восточные склоны Балтийской синеклизы и Латвийской седловины, а также северная окраина Белорусско-Литовского выступа фундамента расположена на западе и юго-западе территории (в Псковской области). Данные о глубинах залегания фундамента и мощностях осадочного чехла на окраинных частях этих структур весьма скудные и основываются на единичных скважинах. На северо-восточном склоне Балтийской синеклизы, являющейся в то же время южным склоном Балтийского щита, фундамент полого наклонен на юг и погружен на 500—600 м. Широкое развитие здесь получили среднедевонские и более древние осадки.

Латвийская седловина, расположенная между южным склоном Балтийского щита и Белорусско-Литовским выступом, является относительно погруженной частью фундамента до глубины 700—800 м. Простирание структуры близкое к широтному. Особенностью ее является отсутствие в разрезе ордовикских отложений и трансгрессивное залегание девонских пород на кембрийских. Несмотря на то, что в пределы рассматриваемой территории входят части склонов нескольких региональных структур, выделяемых по фундаменту, они почти не получили существенного отражения ни в строении осадочного чехла, ни в смене фаций отложений разного времени. Таким образом, всю территорию, сложенную осадочными образованиями, следует рассматривать как единый регион с относительным однообразием и постоянством фациального состава разновозрастных отложений, как в области выхода их на поверхность, так и в более или менее погруженных частях. Наблюдающиеся слабые изменения фаций, а также довольно значительное увеличение мощности отдельных горизонтов вполне закономерны; они связаны в основном с особенностями палеогеографических условий осадконакопления в мелководной или глубоководной частях бассейна, в разной степени удаленных от области сноса.

Другой характерной особенностью геологического строения осадочного чехла, кроме его моноклинального залегания, является широкое развитие структурно-денудационных форм дочетвертичного рельефа, представляющих собой плато, сложенные палеозойскими породами, и глинты-уступы, ограничивающие эти плато. Формирование куэстового рельефа связано здесь прежде всего с древней эрозией, а также, возможно, с проявлением эндогенных процессов и новейших тектонических движений.

В направлении с севера на юг выделяются следующие структурно-денудационные формы дочетвертичного рельефа: 1) Предглинтовая низменность, 2) Ордовикское плато, обрывающееся к северу Балтийско-Ладожским глинтом, 3) Девонская равнина (так называемое Главное девонское поле), 4) Карбоновое плато, ограниченное с северо-запада и запада Карбоновым уступом.

Каждое из перечисленных плато, ограниченных уступами, характеризуется выходом на поверхность разновозрастных осадочных отложе-

ний, начиная от наиболее древних — вендских и кембрийских на юге Карельского перешейка и в Предглинтовой низменности до ордовикских пород, развитых на Ордовикском плато, девонских отложений, представляющих собой Главное девонское поле, и каменноугольных отложений, слагающих Карбоновое плато.

За исключением грабенообразных впадин (Крестецкой и Ладожской), где встречены самые древние осадочные толщи (рифей и волынской серии), на остальной территории непосредственно на фундаменте залегают более молодые образования. Это песчано-глинистые отложения валдайской серии вендского комплекса (гдовский и котлинский горизонты), а выше глины с песчаником в основании балтийского комплекса (ломоносовская и лонтоваская свиты) нижнего кембрия. Отложения эти слагают территорию Предглинтовой низменности — вдоль побережья Финского залива и восточного берега Ладожского озера — и южную часть Карельского перешейка. К югу от глинта они погружаются под ордовикские, а на северо-востоке под верхнедевонские породы.

Характерно, что отложения вендского комплекса и нижнего кембрия (балтийской серии) на всей площади их развития представлены, в общем, одними и теми же, преимущественно глинистыми, в той или иной степени алевритистыми породами.

После континентального перерыва, наступившего вслед за отложениями лонтоваских (синих) глин (о чем свидетельствует наличие коры выветривания), накапливались предположительно среднекембрийские осадки (тискреский горизонт). Они представлены кварцевыми песчаниками, обнажающимися в основании глинта.

Выше по разрезу следуют ордовикские отложения, слагающие Ордовикское плато, которое протягивается в широтном направлении от р. Сяси — на востоке до западной границы Ленинградской области и далее на территорию Эстонии. К северу Ордовикское плато круто обрывается уступом — глинтом различной высоты и крутизны. Глинт сложен нижнеордовикскими известняками (волховскими и кундскими) с подстилающими их леэтским (песчано-глинистой глауконитовой толщей) и пакерортским (оболовыми песчаниками и диктионемовыми сланцами) горизонтами.

Ордовикское плато сложено известняками и доломитами нижнего, среднего и на отдельных участках верхнего отделов ордовика, перекрытых на большей части площади четвертичными образованиями мощностью от 0,5 до 20 м. К югу от широты г. Кингисеппа — Гатчины — Кириши ордовикские отложения постепенно погружаются под толщу девонских пород (в сторону Московской синеклизы), где глубина их залегания составляет 500—600 м. Здесь в области Московской синеклизы развиты более глинистые отложения, и среди карбонатных пород встречаются мощные глинисто-мергелистые прослои, особенно в средней части разреза ордовикской системы.

Погружение Московской синеклизы в кембрийский и ордовикский периоды вызвало довольно резкое увеличение мощностей отдельных стратиграфических горизонтов на юго-востоке территории.

К югу и северо-востоку от ордовикского плато распространяется обширная девонская равнина, называемая Главным девонским полем, составляющая около двух третей всей рассматриваемой территории. В северной ее части на поверхности прослеживается полоса развития среднедевонских отложений, представленных красноцветными песками и песчаниками (старооскольский горизонт), залегающими на мергелях и глинах наровского горизонта. Местами в пониженных участках поверхности ордовикских пород развиты пески пярнуского горизонта. Еще

далее к югу и востоку распространяется обширная площадь развития весьма пестрых и не выдержанных по простиранию и в разрезе пород франского и фаменского ярусов верхнего девона.

Франский ярус характеризуется здесь двумя фациально отличными разрезами: юго-западным, представленным морскими карбонатными и в меньшей степени глинистыми фациями, и северо-восточным (Сясьский и Оятский районы) — прибрежно-континентальными, преимущественно терригенными песчано-глинистыми образованиями. Отложения фаменского яруса, развитые в восточных районах (восточнее оз. Ильмень), имеют более или менее однотипный разрез, преимущественно песчано-глинистый. На западе и юго-западе девонские осадки распространяются на территорию Эстонской и Латвийской ССР.

Карбонатный уступ протягивается в субмеридиональном направлении от оз. Селигер на юго-западе до Онежского озера на северо-востоке, примерно по линии Торопец — Валдай — Тихвин, или ограничивается с запада распространением каменноугольных отложений, слагающих Карбоновое плато.

Нижне- и среднекаменноугольные отложения, имеющие субмеридиональное простирание, представляют собой северо-западную окраину Подмосковного бассейна. Ширина полосы развития карбоновых отложений на широте г. Пестово составляет 225—240 км, в районе Демянска 30—40 км и в северной части 10—15 км. К нижней песчано-глинистой части разреза (бобриковский и тульский горизонты визейского яруса) приурочены такие полезные ископаемые, как бокситы, огнеупорные глины, бурые угли. Вышележащая толща переслаивающихся известняков с песчано-глинистыми породами алексинского и михайловского горизонтов характеризуется весьма непостоянной мощностью песчаных пачек, которые колеблются от 1 до 20 м, во впадинах до 40 м. Наиболее полный разрез этих отложений представлен в обнажениях на р. Мсте. Несколько восточнее Карбонового уступа и полосы выхода на поверхность песчано-глинистых пород (тульский горизонт) распространяется собственно Карбоновое плато, сложенное мощной толщей известняков, местами (на севере) доломитов с прослоями глин и мергелей веневского, тарусского и стешевского горизонтов визейского яруса и протвинского горизонта намюрского яруса. Мощности отдельных горизонтов непостоянны, с общей тенденцией сокращения к западу и к северо-западу.

Среднекаменноугольные отложения, трансгрессивно залегающие на размытой поверхности протвинских известняков, слагают восточную часть Карбонового плато. Они представлены в основании песчано-глинистыми отложениями с прослоями карбонатных пород (верейский горизонт) и известняками (каширский и подольский горизонты) общей мощностью около 45 м.

Самыми молодыми образованиями осадочной толщи являются песчано-глинистые отложения татарского яруса верхней перми, образующие небольшой «залив» обширного пермского бассейна, развитого восточнее на смежной территории. Они трансгрессивно залегают на среднекаменноугольных (каширских) известняках в пределах небольшого участка в районе г. Пестово, где их мощность составляет 10—12 м.

С поверхности вся территория покрыта четвертичными отложениями различной мощности и разного генезиса. Мощность их варьирует от 2—10 м на отдельных участках Ордовикского плато и Предглинтовой низменности до 150—226 м в древних дочетвертичных депрессиях и долинах. Здесь развиты среднечетвертичные (московский ледниковый горизонт), верхнечетвертичные (микулинский межледниковый горизонт и валдайский надгоризонт) и современные отложения.

Региональные особенности геологического строения рассматриваемой территории обусловили образование специфического комплекса полезных ископаемых, связанного главным образом с зонами краевых частей морских бассейнов. Являясь окраинной частью Русской плиты, непосредственно примыкающей к Балтийскому щиту, эта территория в течение палеозоя неоднократно подвергалась воздействию тектонических движений, что вызвало частую изменчивость режима осадконакопления и определило особенности формирования различных видов полезных ископаемых. Так, например, в прибрежно-морских условиях с неустойчивым положением береговой линии в ордовике происходило образование фосфоритов, в девоне — гипсов, в карбоне — бурых углей. В относительно спокойных условиях морского режима в ордовике формировались горючие сланцы, а также мощные карбонатные толщи, которые дали огромные запасы строительных, а в каменноугольное время — флюсовых известняков для цветной и черной металлургии.

Тектонические движения, вызвавшие наибольшие поднятия суши и отступление моря, происходившие на рубеже девона и карбона, способствовали развитию довизейской латеритной и аллитной кор выветривания, явившихся материалом для образования промышленных залежей огнеупорных глин, бокситов и минеральных красок.

Повсеместное развитие моренного покрова и аккумулятивных ледниковых и водно-ледниковых форм неоднократно наступавших ледников четвертичного времени также является одним из существенных источников полезных ископаемых — преимущественно строительных материалов, широко используемых в народном хозяйстве Северо-Запада.

АРХЕЙ, НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Изученность кристаллических образований южной части Балтийского щита значительно отличается от изученности их в пределах Русской плиты, где они скрыты под мощным покровом осадочных толщ.

Кристаллические породы дорифейского возраста, выходящие на дневную поверхность на севере Карельского перешейка, представляют собой небольшую часть крупной региональной структуры (Восточно-Финляндская синклиноральная зона), на юге уходящей под акваторию Ладожского озера и на северо-западе на территорию Финляндии. Изучением ее на площади северного Приладожья занимались финские и советские геологи: Н. Н. Вилкман (Wilkman, 1896), И. И. Седерхольм (Sedergolm, 1897, 1916, 1932), В. Фростерус (Frosterus, 1902), О. Трюстедт (Trüstedt, 1907), Х. Бергхелл (Berghell, 1912), П. Эскола (Eskola, 1921, 1949), С. Е. Вегман (Wegmann, 1929), В. Хакман (Hakman, 1931, 1934), Х. Вяюрюнен (Väyrynen, 1933, 1954), Н. Г. Судовиков (1954), К. О. Кратц (1954, 1963), Л. Н. Потрубович, О. Н. Анищенко и др. (1956 г.), Г. М. Саранчина (1949, 1964, 1967), Т. В. Перекалина (1948, 1953), Л. Я. Харитонов (1958, 1959, 1963) и некоторые другие исследователи. В пределах данного региона был выделен сложный метаморфический комплекс сланцев и гнейсов так называемой ладожской формации (Sedergolm, 1897), или серии, позднее подразделенной на ряд свит; установлены и с различной степенью детальности изучены интрузивные образования разного возраста и состава. Возник ряд проблем, имеющих значение не только для Северного Приладожья, но и для всей Фенноскандии. Такова проблема возраста ладожской серии, одними исследователями относящейся к архею, другими — к нижнему или среднему протерозою, вопрос о характере соотношения ее с ятулийскими образованиями южной части Балтийского щита и т. д.

Из трудов, непосредственно относящихся к северной части Карельского перешейка, следует отметить работы В. Вааля (Wahl, 1908, 1925), в основном посвященные Выборгскому массиву гранитов рапакиви, Х. Бергхелла (1929 г.) и В. Хакмана (Hakman, 1933), составивших геологическую карту Нейшлотского листа. На этой карте в пределах описываемого участка были выделены доладожские гнейсо-граниты, мигматиты и постботнийские граниты так называемого центрального типа, широко развитые на территории Финляндии.

В дальнейшем геоморфологическая и геологическая съемки Карельского перешейка проводились Д. Ф. Агапьевым (1948 г.), детальное изучение узкой прибрежной зоны Ладожского озера — Г. М. Саранчиной (1964, 1967) и В. В. Лыгиной (1964). В работах Г. М. Саранчиной дается краткое описание комплекса гнейсов ладожской серии и детальная характеристика интрузивных комплексов различного возраста и состава. В 1961—1965 гг. на территории Карельского перешейка пройден ряд скважин (Л. Ф. Соколова, 1965 г.), значительно уточнивших

контакт Выборгского массива гранитов рапакиви с осадочными образованиями вендского комплекса.

Изучение кристаллических образований северо-западной части Русской плиты фактически началось после Великой Отечественной войны. До этого времени сведения о составе пород фундамента базировались на материалах единичных скважин, вскрывших самые верхи его. Так, уже с 1945 г. в северной части Ленинградской области были начаты геофизические исследования (аэромагнитная и гравиметрическая съемки), опорное и структурное бурение, в процессе которого постепенно накапливался материал о строении поверхности кристаллических пород и их составе. Аэромагнитная съемка, проведенная в Южной Карелии и в северной части Ленинградской области (В. В. Сусленников, 1945—1947 гг.), выявила ряд аномалий, частично проверенных буровыми работами, — аномалии Подпорожская, Олонецкая, Шимозерская (Виленский, 1950 г.).

Позднее аэромагнитной съемкой была охвачена вся описываемая территория (А. И. Федорович и др., 1959 г.; Г. А. Порогова, В. В. Сусленников, 1960 г.; В. Н. Зандер и др., 1961 г.; Б. Н. Подбелов и др., 1964 г.). Результаты этих исследований обобщены в сводном отчете Западного геофизического треста (В. Н. Зандер, Ю. И. Томашунас и др., 1965 г.).

В 60-х годах на площади Ленинградской, Псковской и Новгородской областей была проведена региональная гравиметрическая съемка различного масштаба (А. И. Пахтель, 1960—1967 гг.; З. И. Меерсон, 1961—1962 гг.; Е. А. Головина и др., 1963—1966 г.; А. В. Кулинич, 1967 г.).

Начиная с 1945 г. Ленинградским нефтяным институтом (ВНИГРИ) и трестом «Нефтегазразведка» под руководством М. И. Пейсика проводилось опорное и структурное бурение, имевшее целью поиски нефтегазоносных структур в осадочном чехле. Часть скважин достигла кристаллического фундамента и вскрыла его на глубину от метров до первых десятков метров (скважины Порховская, Старорусская, Невельская, Пестовская, группа Локновских скважин и др.). При изучении керна скважин было установлено наличие в пределах описываемого района биотитовых и глиноземистых гнейсов, микроклиновых гранитов и основных пород в поверхностной зоне мощностью 2—10 м, сильно измененных вторичными наложенными процессами с образованием древней коры выветривания.

С 1947 г. и до настоящего времени СЗГУ проводится систематическая полистная геологическая съемка среднего масштаба. Сопровождающее ее структурно-картировочное бурение в основном сосредоточено в пределах Ленинградской области на южном побережье Финского залива, Карельском перешейке, Онежско-Ладожском водоразделе. Часть пройденных в этот период скважин достигла кристаллического фундамента и вскрыла его на глубину до десятков метров, изредка на 200—300 м (Федорова, Шведчикова, 1952 г.; Калининкова, Юринова, 1955 г.; Петрова, 1959—1960 гг.; Селиванова, 1959—1960, 1963, 1966 гг.; Саммет, 1961 г.; Соколова, 1965 г.; Гарбар, 1965, 1968 гг.; Герштейн, Громько и др., 1967 г. и др.). В результате геологических и геофизических исследований была выявлена региональная складчатая структура северо-западной части Русской плиты и для ряда локальных участков установлен состав слагающих ее кристаллических пород.

Параллельно с накоплением геологического и геофизического материала шло их обобщение. Так, Э. Э. Фотиади (1950, 1959) была составлена схематическая геологическая карта описываемого региона, в основном базирующаяся на материалах аэромагнитной съемки.

В 1957 г. Е. А. Петрова и В. А. Перевозчикова составили полистную мелкомасштабную геологическую карту, охватившую южную окраину Балтийского щита. В этой работе комплекс гнейсов, развитых в северной части Карельского перешейка, сопоставлялся В. А. Перевозчиковой с верхней свитой кольской серии. Из интрузивных образований здесь выделялись только небольшие тела разновозрастных гранитов.

В конце пятидесятых годов весь фактический материал по составу кристаллического основания был объединен Л. А. Варданяцем в геологической карте фундамента Русской плиты. В 1962 г. Л. А. Варданяц и С. Н. Тихомиров для того же региона составили геологическую карту масштаба 1:2 500 000 и объяснительную записку, изданные в 1966 г. В этой работе сделана первая попытка расчленения дорифейских пород на разновозрастные структурные комплексы, корреляции их с соответствующими комплексами Балтийского щита, Поволжья, Украины и интерпретации зоны интенсивных магнитных аномалий, протягивающейся из Западной Белоруссии и Эстонии в район Великих Лук.

В 1967 г. Западным геофизическим трестом закончено обобщение геофизических материалов по юго-восточному и южному склонам Балтийского щита (В. Н. Зандер, Л. В. Цветкова, П. В. Соколов и др.). Эта работа сопровождается набором геофизических карт и схематической геологической картой дорифейского фундамента.

В 1967 г. вышла из печати монография В. Н. Зандера, Ю. И. Томашунас и др. «Геологическое строение фундамента Русской плиты». В этой работе авторы на схеме тектонического районирования и мелкомасштабной геологической карте выделяют геосинклинальные и орогенные комплексы нижне- и среднепротерозойского возраста, крупнейшие надпорядковые структуры (синеклизы, антеклизы, авлакогены), структуры I и II порядков, глубинные разломы, контролирующее размещение основных и ультраосновных пород и более мелкие тектонические нарушения.

В 1968 г. В. А. Перевозчиковой закончено составление мелкомасштабной тектонической карты восточной части Балтийского щита, на которой комплекс гнейсов и сланцев Карельского перешейка расчленяется на три толщи архейского — нижнепротерозойского (Apt_1), нижнепротерозойского (Pt_1) и нижнепротерозойского, собственно ладожского возраста (Pt_{1d}).

В 1969 г. П. В. Соколов и А. А. Плисов закончили тему по изучению зоны сопряжения Балтийского щита и Русской плиты. В этой работе констатируется широкое развитие коры выветривания и устанавливается зависимость мощности ее от палеорельефа фундамента. На мелкомасштабной геологической карте, составленной П. В. Соколовым, дается достаточно детальное расчленение кристаллических пород по составу, в основном базирующееся на геофизических данных, местами контролирующихся данными буровых работ. Эта карта, несколько генерализованная и значительно уменьшенная, использована в качестве иллюстративного материала в настоящем разделе.

В результате проведенных геологических и геофизических исследований для северной части Русской плиты установлена региональная складчатая структура, намечены относительно стабильные участки и окаймляющие их подвижные зоны, сложенные осадочно-эффузивными образованиями, с той или иной степенью достоверности расчлененными по возрасту, произведена попытка корреляции их с соответствующими комплексами Балтийского щита, Поволжья и Украины.

Геофизическими исследованиями намечена система глубинных разломов, обусловивших блоковое строение данного региона и размещение в пределах его интрузивных образований различного возраста и

состава. Для ряда участков, преимущественно тяготеющих к южной окраине Балтийского щита, по данным буровых работ произведено расчленение дорифейских кристаллических пород по вещественному составу с выделением литологических и петрографических разновидностей.

В пределах описываемой территории кристаллические породы выходят на дневную поверхность только вдоль южной окраины Балтийского щита. На остальной площади они вскрыты скважинами под покровом осадочных образований различной мощности. Вследствие этого наши представления о геологическом строении погребенной части фундамента базируются на материалах бурения и геофизических исследований, преимущественно магнитной и гравиметрической съемки.

Роль различных методов изучения кристаллического фундамента весьма неравноценна. Так, геофизическими исследованиями с различной детальностью охвачена вся территория, бурение же в основном сосредоточено в северной (Карельский перешеек, Онежско-Ладожский водораздел) и северо-западной частях ее (до р. Волхова на востоке). В результате комплексных геолого-геофизических исследований для этих площадей достаточно четко устанавливается региональная складчатая структура и состав слагающих их кристаллических пород. Представление о строении остальной территории в основном базируется на характере магнитного и гравитационного полей. Интерпретация последних дается по аналогии с эталонами, полученными для кристаллических образований восточной части Балтийского щита с использованием разрезов редких скважин, вскрывших кристаллический фундамент на различной глубине (Л. А. Варданьянц, С. Н. Тихомиров, В. Н. Зандер, П. В. Соколов и др.). Необходимо отметить, что региональные геофизические и геологические данные далеко не всегда увязываются достаточно определенно. Вследствие этого состав пород, слагающих значительную часть описываемой территории, устанавливается приблизительно, в основном по их физическим свойствам (плотность, намагниченность).

Кристаллические образования дорифейского возраста, слагающие северо-западную часть фундамента Русской плиты, являются непосредственным продолжением осадочно-эффузивных толщ региональных складчатых структур и интрузивных комплексов, развитых в южной части Балтийского щита.

В пределах рассматриваемой территории выделяются относительно стабильные участки (массивы Новгородский, Олонецкий и др.), преимущественно сложенные кристаллическими образованиями архея, и окаймляющие их подвижные зоны свекофенид — Южно-Финляндская, Ленинградско-Таллинская и карелид — Ладожско-Невельская, Белорусско-Эстонская, представленные терригенными и терригенно-эффузивными образованиями нижнего и среднего протерозоя. Следует подчеркнуть, что названия «Ленинградско-Таллинская», «Ладожско-Невельская» зоны, предложенные П. В. Соколовым (1967, 1969 гг.), в общем отвечают Свекофенской системе В. Н. Зандера (1967), а Белорусско-Эстонская зона П. В. Соколова — Белорусско-Балтийской системе В. Н. Зандера.

Как известно, вопрос о возрасте и характере соотношений между свекофенидами и карелидами является остродискуссионным. До широкого внедрения в геологию радиологических методов большинство исследователей рассматривало свекофениды как более древние образования верхнеархейского или нижнепротерозойского возраста (Седергольм, 1932; Вярюнен, 1933, 1954; Полканов, 1936; Эскола, 1960 и др.). Однако в последнее время появилось представление об одновозрастности обоих комплексов, в основном базирующееся на данных абсолютной геохронологии, датирующих как свекофенские, так и карельские обра-

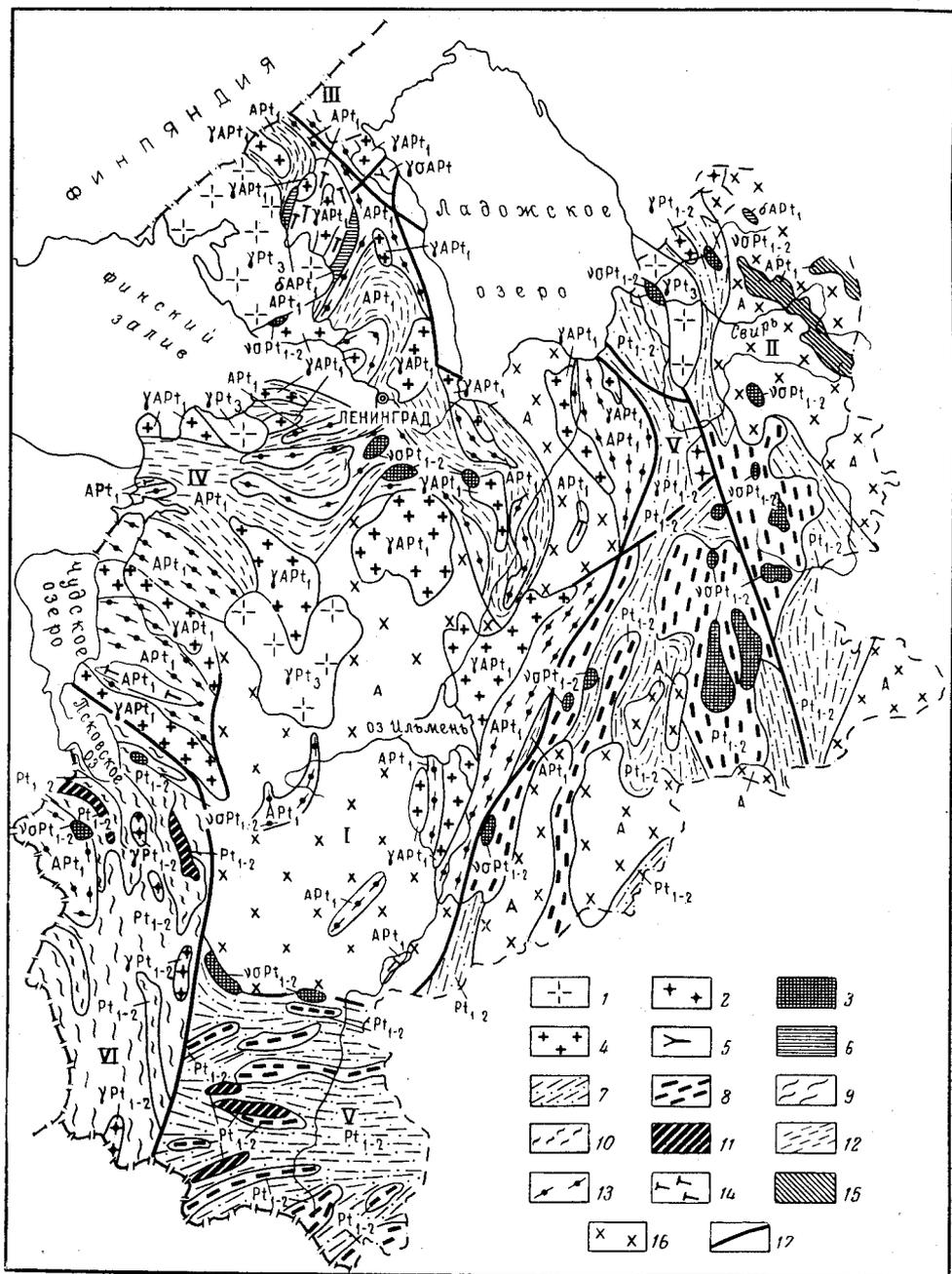


Рис. 4. Схема геологического строения дорифейского кристаллического фундамента.

По материалам СЗГУ, Западного геофизического треста и ВСЕГЕИ (1969 г.)

Интрузивные образования. Протерозойская группа. Верхняя подгруппа: 1 — граниты рапакиви; средняя, нижняя подгруппа (нерасчлененные): 2 — граниты плаггомикроклиновые с подчиненными плагноклазовыми и микроклиновыми разновидностями; 3 — основные породы — габбро-габбронорты; верхнеархейская — нижнепротерозойская подгруппа (положение дискуссионно): 4 — граниты микроклиновые позднекинематические, 5 — плагиграниты и гранодиориты синкинематические, 6 — аплодириты — ортоамфиболиты.

Осадочно-эффузивные образования. Протерозойская группа. Нижняя-средняя подгруппы (положение дискуссионно). Лadoжско-Невельская зона: 7 — ладожская серия, гнейсы мелкозернистые биотитовые и биотито-амфиболовые с пропластками сланцев, амфиболитов скарнированных карбонатных пород, намагниченность $600-1300 \cdot 10^{-6}$ СГС; 8 — породы неустановленного состава типа основных сланцев (амфиболовых, биотито-амфиболовых и др.), частично, возможно, базиты, намагниченность $1600-2500 \cdot 10^{-6}$ СГС; Белорусско-Эстонская зона; 9 — сланцы

зования близкими цифрами 1700—1850 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1961; Кратц, 1961; Magno, 1959; Simonen, 1960; Magnusson, 1961 и др.).

В пользу этого представления свидетельствуют материалы ряда финских геологов, согласно которым на территории Финляндии отсутствует более или менее четкая граница между свекофенидами и геосинклинальными карелидами, если к ним относить ладожские, калевийские и савосланцы данного региона. Интрузивные образования, прорывающие оба эти комплекса, практически также не различимы.

Таким образом, мнение об одновозрастности свекофенид и геосинклинальных карелид, различными исследователями относимых либо к верхнему архею, либо к нижнему протерозою, имеет достаточное основание. Несмотря на это, в настоящей очерке, в основном базирующемся на материалах Л. А. Варданянца, С. Н. Тихомирова (1966) и П. В. Соколова (1967, 1969 гг.), принята точка зрения названных исследователей, относящих свекофенские образования к верхнему архею или нерасчлененному архею — нижнему протерозою (Арт₁), а карельские — к нижнему и среднему протерозою (Рт₁₋₂).

Общие соображения, допускающие возможность подобной интерпретации, кратко изложены ниже.

Судя по данным геофизических исследований, свекофенские и карельские образования несколько отличаются по характеру вызываемых ими магнитных и гравитационных полей. Как в пределах описываемой территории, так и в южной части Балтийского щита, оба комплекса имеют несколько различную ориентировку региональных складчатых структур. Так, свекофениды в областях широкого самостоятельного развития (южное побережье Финского залива, Южная Финляндия) ориентированы преимущественно в субширотном направлении. Для карелид же северо-запада Русской плиты и южной части Балтийского щита характерна субмеридиональная и северо-западная ориентировка складчатых структур, которой подчинены и ассоциирующие с карельскими локальные площади распространения свекофенских образований.

В северо-западной части Русской плиты оба эти комплекса несколько различаются по характеру соотношений с Новгородским массивом, сложенным гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами архея. Как видно из рис. 4, гнейсы свекофенид, слагающие субширотную Ленинградско-Таллинскую зону, встречаются и на площади названного массива, очевидно образуя реликты перекрывающих пород, в той или иной степени переработанных наложенными процессами гранитизации и мигматизации. В то же время складчатые сооружения карелид (Ладожско-Невельская зона) дают четкие структуры приспособления к контурам Новгородского массива, облекая его с востока, юга и юго-востока.

Согласно изложенным выше материалам среди кристаллических пород описываемого района с той или иной степенью достоверности выделяются следующие геологические комплексы.

Архей — гранито-гнейсы и гнейсо-граниты, представляющие собой фундамент, на котором отлагались более молодые оса-

и гнейсы среднего и кислого состава (биотитовые и др.), вскрытые единичными скважинами, частично магнетитсодержащие мигматиты, намагниченность $700-1300 \cdot 10^{-8}$ СГС; 10 — породы неустановленного состава предположительно магнетитсодержащие сланцы, возможно частично базиты и гипербазиты, намагниченность $2400-400 \cdot 10^{-8}$ СГС; 11 — породы неустановленного состава (Рт₁₋₂), возможно, частично базита — гипербазита, намагниченность $2400-4000 \cdot 10^{-8}$ СГС. Архейская — ниже протерозойская группа (положение дискуссионно): 12 — гнейсы биотитовые, 13 — биотито-гранатовые с кордиеритом и силлиманитом, 14 — гнейсы пироксен- и амфиболсодержащие, 15 — породы неустановленного состава типа гимольской серии, намагниченность $450-1300 \cdot 10^{-8}$ СГС. Фундамент. Архейская группа: 16 — гранито-гнейсы, гнейсо-граниты и мигматиты по ним, 17 — разломы; главные структурные элементы: I — Новгородский, II — Олонечский массивы, III — Южно-Финляндская (Главная свекофенская), IV — Ленинградско-Таллинская, V — Ладожско-Невельская, VI — Белорусско-Эстонская структурные зоны

дочные и эффузивно-осадочные образования различного возраста. В до-рифейском эрозионном срезе они образуют разрозненные массивы, в краевых зонах, а местами и полностью переработанные более поздней складчатостью.

Архей — нижний протерозой — сложно дислоцированная толща гнейсов различного состава с резко подчиненными маломощными телами амфиболитов, кварцитов, известняков, по-видимому, образованная в процессе глубокого регионального метаморфизма терригенных, частично вулканогенно-терригенных образований миогеосинклинального типа. По простиранию на запад она постепенно переходит в гнейсовый комплекс главной свекофенской зоны Южной Финляндии и Центральной Швеции.

Нижний и средний протерозой — ладожская серия, представленная мелкозернистым биотитовым и амфиболо-биотитовыми гнейсами с маломощными пропластками сланцев, амфиболитов и скарнированных карбонатных пород. Так как данная толща вскрыта глубоким бурением только в пределах Онежско-Ладожского водораздела, выделение ее в северо-западной части Русской плиты произведено по типу магнитного и гравитационного полей, в общем несколько отличающихся от соответствующих полей, полученных для гнейсовых комплексов свекофенид, а также по характеру соотношений их со структурами фундамента.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА (А)

К кристаллическим образованиям архея отнесен комплекс гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов, по представлениям ряда исследователей, образующих относительно стабильные тела, окаймленные более поздними складчатыми сооружениями свекофенид и карелид (Варданянц, 1960 г.; Головин, Рисс, 1965; Соколов, 1967 г.; Зандер и др., 1967). Следует отметить, что вследствие большой интенсивности наложенных процессов мигматизации и гранитизации, местами нацело затушевавших первичный облик исходного материала, выделение этого комплекса является более или менее условным. В основном оно произведено по геофизическим параметрам, характерным для кристаллических образований архея (Зандер, Томашунас и др., 1967), местами контролирующимся единичными буровыми скважинами.

Для данного структурного комплекса типичны незначительная плотность слагающих его пород (2,63—2,65), относительно пониженные значения поля силы тяжести, мозаичное строение магнитного и гравитационного полей, слабая насыщенность магнитными телами с намагниченностью до $500 \cdot 10^{-6}$ СГС (рис. 5).

Интенсивно мигматизированными гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами архея, местами нацело превращенными в метасоматические граниты, сложены Новгородский и Олонецкий массивы. Судя по геофизическим параметрам, более мелкие тела того же состава, очевидно приуроченные к антиклинальным структурам высшего порядка, имеются среди складчатых сооружений карелид, окаймляющих Новгородский массив с востока (Ладожско-Невельская зона).

Площадь Новгородского массива, несколько вытянутого в субмеридиональном направлении, превышает 30 тыс. км². По мнению П. В. Соколова (1967 г.), В. Н. Зандера, Ю. И. Томашунас и др. (1967), с запада, юга и юго-востока он ограничен зонами глубинных разломов, маркирующимися линейными гравитационными и магнитными аномалиями, гравитационными ступенями, и интрузиями постсвекофенских и карельских основных и кислых пород. По-видимому, также ос-

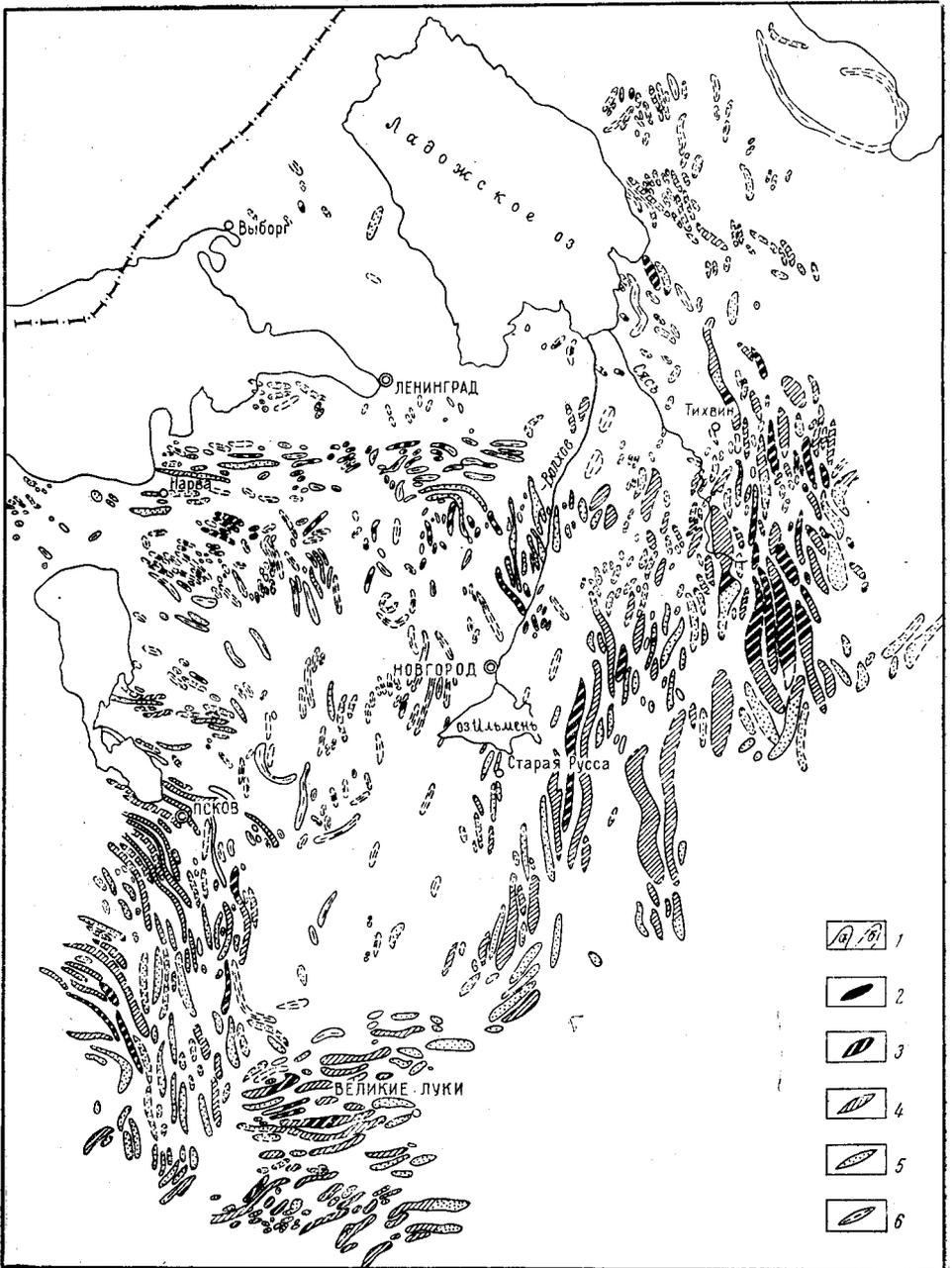


Рис. 5. Схематическая карта магнитных пород. В. Н. Зандер (1967 г.)

1 — контуры магнитных тел: а — более, б — менее достоверные; магнитные тела с намагниченностью: 2 — более $5000 \cdot 10^{-9}$ СГС, 3 — $(2500-5000) \cdot 10^{-9}$ СГС, 4 — $(1300-2500) \cdot 10^{-9}$ СГС, 5 — $(500-1300) \cdot 10^{-9}$ СГС, 6 — менее $500 \cdot 10^{-9}$ СГС

ложнен разломами и северо-западный контакт его. Необходимо отметить, что здесь контуры массива менее четкие. Это, вероятно, объясняется интенсивной мигматизацией лейкократовых высокоглиноземистых гнейсов Ленинградско-Таллинской зоны (скважины района г. Гатчины, с. Столбово, северного и западного побережья Чудского озера), по физическим свойствам приближающихся к комплексу гранито-гнейсов.

Судя по геофизическим параметрам (отрицательные значения силы тяжести, преимущественная намагниченность $0-50 \cdot 10^{-6}$ СГС), данный массив сложен относительно однородным комплексом кристаллических пород.

Олонецкий массив по материалам геофизических исследований прослеживается от восточной части Онежско-Ладожского водораздела, где слагающие его гранито-гнейсы и гнейсо-граниты перекрыты кварцито-песчаниками иотния, до широты г. Череповца. В отличие от Новгородского массива, он, по-видимому, является неоднородным. Здесь на фоне мозаичного пониженного гравитационного и магнитного полей выделяется несколько северо-западных зон, значительно насыщенных линейными магнитными телами намагниченностью до $1300-1500 \cdot 10^{-6}$ СГС. Здесь же выявлено несколько небольших тел намагниченностью от 5000 до $30\,000 \cdot 10^{-6}$ СГС. По аналогии с геофизическими параметрами, установленными для кристаллических образований восточной части Балтийского щита, эти зоны интерпретируются П. В. Соколовым (1967—1969 гг.) как площади распространения пород нижнепротерозойской гимольской серии (железородная формация).

Гранито-гнейсы и гнейсо-граниты данного комплекса представляют собой светло-серые или розовато-серые, отчетливо гнейсовидные, в основном состоящие из олигоклаза, кварца, варьирующего количества микроклина и биотита. Обычно устанавливается вторичный характер микроклина, возникшего при воздействии на ранние умеренно кислые породы более поздних существенно микроклиновых гранитов. По положению в разрезе этот комплекс, по-видимому, может сопоставляться с архейскими плагиоклазовыми гнейсо-гранитами восточной части Балтийского щита, вопрос о возрасте и генезисе которых является дискуссионным.

АРХЕЙ — НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ (Ar₁)

В пределах описываемой территории кристаллические образования дискуссионного архейского — нижнепротерозойского возраста слагают южное побережье Финского залива и восточную часть Карельского перешейка, представляющую собой непосредственное продолжение главной свекофенской зоны Южной Финляндии и Швеции. Характерные для этого комплекса высокоглиноземистые гнейсы появляются в западном крыле Ладожско-Невельской синклинойной зоны и в ядрах антиклиналей высшего порядка, осложняющих Белорусско-Эстонскую структурную зону.

Кристаллические образования данной группы наиболее детально изучены в обнаженной северной части Карельского перешейка. По материалам специальных исследований Г. М. Саранчиной и В. В. Лыгиной (1964, 1967), здесь они представлены интенсивно мигматизированными биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами с пропластками и линзами амфиболо-биотитовых, силлиманито-кордиеритовых и гиперстеновых разновидностей, изредка кварцитов и глубоко метаморфизованных карбонатных пород. Вся эта толща смята в систему складок северо-западного направления, имеющих ширину до 20 км, с падением крыльев под углом $60-80^\circ$. Характерно обилие древних разломов се-

ро-восточного и северо-западного направления, сопровождающихся мощными зонами тектонических брекчий, зонами милонитизации, приуроченными к ним интрузиями позднекинематических существенно микроклиновых гранитов и интенсивным метасоматическим изменением вмещающих пород.

В последнее время В. А. Перевозчиковой (1968 г.) была предпринята попытка расчленения данного метаморфического комплекса, нашедшая отражение на прилагаемой к тому геологической карте. Здесь, в северной части Карельского перешейка, ею выделяются три толщи: нижняя (APt_1), сложенная биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами и мигматитами по ним; средняя (Pt_1) толща переслаивания амфиболитов, биотитсодержащих амфиболовых сланцев и гнейсов, диорито-гнейсов и известняков, условно сопоставляемая ею с питкьярантской свитой Северного Приладожья, и верхняя толща слюдястых гнейсов, местами с гранатом, кордиеритом и ставролитом, отнесенная В. А. Перевозчиковой к ладожской серии (Pt_{1ld}). Так как подобное расчленение, являющееся дискуссионным, проведено только для небольшого участка, оно не может быть распространено на всю описываемую территорию. Вследствие этого на прилагаемой схеме геологического строения дорифейского кристаллического фундамента (см. рис. 4) данный комплекс целиком отнесен к нерасчленным образованиям архея — нижнего протерозоя (APt_1), среди которых по материалам бурения выделен ряд литологических разновидностей.

Развитый в северной части Русской плиты гнейсовый комплекс свекофенид характеризуется средней плотностью (2,68—2,72), слабо положительным гравитационным полем и наличием локальных положительных аномалий силы тяжести небольшой интенсивности. Для него типично нормальное или слегка повышенное магнитное поле, значительно насыщенное отчетливо ориентированными линейными магнитными телами намагниченностью до $500 \cdot 10^{-6}$ СГС. На этом общем фоне намечается несколько локальных участков — Ораненбаумский, Нарвско-Волосовский, Чудско-Озерский со средней насыщенностью магнитными телами намагниченностью от 600 до $1150 \cdot 10^{-6}$ СГС. Следует отметить, что к западному продолжению Нарвско-Волосовского участка (район с. Йыхви, Восточной Эстонии) приурочено месторождение магнетитовых сланцев с содержанием магнетита 30—35%.

Так же как в северной части Карельского перешейка, гнейсы в основном представлены здесь биотитовыми и высокоглиноземистыми разновидностями с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, известными в геологической литературе под названием кинцигитов. Единичными скважинами среди этих пород вскрыты амфиболо-биотитовые разновидности, местами обогащенные магнетитом (район Ивангорода), гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы, местами процессами щелочного метасоматоза превращенные в чарнокиты (район ст. Песочная, с. Понкули и с. Каагвере Восточной Эстонии).

Как видно из прилагаемой геологической схемы (см. рис. 4), для относительно хорошо изученной северо-западной части Ленинградской области по геофизическим данным и материалам бурения устанавливается грубое субпараллельное чередование гнейсов биотитовых и высокоглиноземистых, очевидно отражающее сложное, линейно-складчатое строение этого метаморфического комплекса. Однако вследствие отсутствия установленного стратиграфического разреза гнейсовой толщи более конкретные суждения о характере складчатости ее пока вряд ли возможны. По аналогии с районом Северо-Западного Приладожья, а также по данным единичных скважин, вскрывших кристаллический фундамент на глубину до 600 м (район ст. Песочная), здесь должны

быть широко развиты птигматитовая складчатость, плейчатость, минеральная линейность, структуры будинажа и другие малые формы (Саранчина, 1964, 1967; Герштейн, Громыко и др., 1967 г.). Широко проявляются также наложенные разрывные дислокации, наиболее четко выраженные в контактах с гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами архея, очевидно, являющихся зонами долгоживущих глубинных разломов.

По представлениям большинства исследователей, гнейсы данного комплекса образованы в процессе глубинного регионального метаморфизма преимущественно осадочных образований геосинклинального типа. По особенностям химического состава высокоглиноземистые (гранато-биотитовые, кордиерито-биотитовые) разновидности их на диаграмме Симонена попадают в поле распространения глинистых пород.

Вопрос о генезисе пироксеновых и связанных с ними амфиболо-пироксеновых гнейсов менее ясен. Тонкое (от десятков сантиметров) переслаивание этих пород с высокоглиноземистыми гнейсами, по-видимому, свидетельствует о происхождении их за счет осадочных образований типа алевролитов.

Судя по особенностям минерального состава и структуры, свекофенские гнейсы метаморфизованы в условиях амфиболитовой и местами гранулитовой фации регионального метаморфизма. Только в локальных зонах, там, где более или менее интенсивно проявлен регрессивный метаморфизм, характер изменения их отвечает зеленосланцевой фации.

Для данного комплекса весьма характерно широко развитие процессов мигматизации и гранитизации. В пределах описываемой площади установлены почти все морфологические типы мигматитов, начиная от тонко- или грубополосчатых и ветвистых разновидностей и кончая агматитами и небулитами. Господствующим распространением пользуются послойные мигматиты, в которых мощность прожилок инъекционного гранитоидного материала колеблется от миллиметров до десятков сантиметров и первых метров. Там, где процессы гранитизации, щелочного и кварцевого метасоматоза проявлены наиболее интенсивно, возникают относительно однородные гранитоиды метасоматической серии, в которых только неясные зоны обогащения цветными минералами напоминают о характере субстрата.

НИЖНЯЯ И СРЕДНЯЯ ПОДГРУППЫ (Pt₁₋₂)

По материалам геофизических исследований, местами контролирующихся данными глубокого бурения, в пределах Русской плиты, осадочно-эффузивные образования протерозоя слагают выдержанные линейные зоны шириной до 100 км и более и протяженностью до 1—1,5 тыс. км. В описываемой северо-западной части региона установлены две такие зоны: Ладожско-Невельская, охватывающая Новгородский гранито-гнейсовый массив с востока и юга, и Белорусско-Эстонская, окаймляющая его с юго-запада. Следует отметить, что Ладожско-Невельская структурная зона является непосредственным продолжением Восточно-Финляндской синклинойной зоны (Северное Приладожье), для которой работами ряда исследователей (Трюстедт, 1907; Хакман, 1931; Потрубович, Анищенко, 1956 и др.) установлен следующий разрез. Эрозионные окна архейского гранито-гнейсового фундамента окаймляются толщей метаморфизованных основных эффузивов, амфиболовых сланцев с пропластками слюдяных сланцев и карбонатных пород (питкьярантская свита). Выше по разрезу они сменяются мощной толщей ритмичнослоистых гнейсов и сланцев (местами обогащенных высоко-

коглиноземистыми минералами), вопрос о возрасте которых является остродискуссионным (ладожская серия).

Как известно, в сводной стратиграфической легенде Северо-Западного геологического управления (кольско-карельская серия) и на прилагаемой к тому геологической карте ладожская серия (по В. А. Перевозчиковой) отнесена к верхам нижнего протерозоя. Ряд исследователей придерживается представления о ее постятулийском, т. е. среднепротерозойском возрасте (Väyrynen, 1933; Потрубович, 1953; Харитонов, 1958, 1966 и др.).

В настоящем разделе и иллюстрирующей его схеме геологического строения дорифейского кристаллического фундамента (см. рис. 4) породы, слагающие Ладожско-Невельскую и сопоставляемую с ней Белорусско-Эстонскую зоны, рассматриваются как нерасчлененные кристаллические образования нижнего — среднего протерозоя (Pt_{1-2}).

Ладожская серия ($Pt_{1-2}ld$)

В пределах описываемой территории протерозойские образования с достоверностью установлены только в северной части Ладожско-Невельской зоны. Уже вконец сороковых годов тремя скважинами, пройденными в районе г. Олонца, были вскрыты мелкозернистые биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы с маломощными телами амфиболитов и скарнированных карбонатных пород, рассеянной вкрапленностью сульфидов и графита (Виленский, 1950 г.). По представлениям Л. Я. Харитонова (1966), эти породы принадлежат ладожской серии.

Позднее данная толща была вскрыта глубоким бурением в западной части Онежско-Ладожского водораздела и на юго-восточном побережье Ладожского озера. Это скважины Шеменичи, Важины (Соколова, 1961 г.), Каргиничи (Гарбар, 1968 г.), Усадище, Шамокши (Гречко и др., 1970 г.), пробуренные в 1968 г., и скважина Кондуши (Н. Л. Кель). Наибольший интерес представляют скважины Каргиничи и Шамокши, вскрывшие породы фундамента на значительную глубину. Так, по данным Д. И. Гарбара (1968 г.), скв. Каргиничи, прошедшая по кристаллическим образованиям около 300 м, вскрыла толщу переслаивания мелкозернистых биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов. Местами в них хорошо выражена тонкая (от миллиметров до 5—10 см) полосчатость, очевидно отражающая ритмичную слоистость осадочных пород, характерную для ладожской серии. Резко подчиненную роль играют биотитовые, амфиболо-биотитовые и амфиболовые сланцы, образующие пропластки мощностью от сантиметров до 3—4 м, и амфиболиты мощностью до 4—5 м. Эти породы инъецированы розовыми плагиомикроклиновыми гранитами с образованием артеритовых, линзовидных и агматитовых мигматитов.

Скважина Шамокши прошла 121 м по мелкозернистым биотитовым гнейсам с маломощными (до 3 м) пропластками диопсидо-скаполитовых, гранато-диопсидовых скарнов и диопсидовых гнейсов. Весь этот комплекс рассечен многочисленными жилами крупнозернистых, местами пегматоидных плагиомикроклиновых гранитов, с воздействием которых, очевидно, связана интенсивная микроклинизация вмещающих пород жилами пироксеновых кварцевых диоритов и метагаббро-диабазы.

Состав пород, слагающих среднюю и южную части Ладожско-Невельской и восточную часть Белорусско-Эстонской зоны, расположенную в пределах описываемой территории, фактически не установлен. Только одной скважиной в районе г. Печоры вскрыты мелкозернистые биотитовые гнейсы протерозойского типа. Однако на мелкомасштабной геологической карте фундамента Русской плиты (Зандер и др., 1967)

коренные породы, развитые в пределах Белорусско-Эстонской зоны, отнесены к осадочно-эффузивным образованиям нижнего-среднего протерозоя.

Породы, слагающие Ладожско-Невельскую и Белорусско-Эстонскую структурные зоны, характеризуются высокой плотностью (от 2,72 до 2,86), положительным магнитным и гравитационным полем, большой насыщенностью отчетливо ориентированными магнитными телами, намагниченностью от 700—900 до 2000—2500, изредка до $5000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Большая амплитуда колебания интенсивности локальных магнитных аномалий свидетельствует о неоднородности вызывающего их магнитного поля. Для этих структурных зон типичны узкие магнитные аномалии большой интенсивности, как правило, совпадающие с линейными аномалиями силы тяжести или зонами больших градиентов. По представлениям В. Н. Зандера, К. О. Кратца и др. (1967), они отвечают глубинным разломам, маркирующимся интрузиями основных и ультраосновных пород. Однако, по мнению П. В. Соколова (1969 г.), намагниченность порядка $1600—2500 \cdot 10^{-6}$ СГС отвечает сланцам и гнейсам основного состава, среди которых небольшие тела базитов-гипербазитов устанавливаются по локальным магнитным аномалиям, интенсивностью $2800—5000 \cdot 10^{-6}$ СГС.

В пределах Ладожско-Невельской зоны ориентировка магнитных тел дает отчетливую структуру приспособления к контурам Новгородского массива, по мере движения с севера на юг плавно меняясь от северо-западной через меридиональную и северо-восточную до субширотной.

В восточной части Белорусско-Эстонской зоны простирание магнитовозмущающих тел колеблется от запад-северо-западного на участке Псков — Тарту до субмеридионального — к югу от Пскова. В пределах этой зоны известно несколько тел намагниченностью от $6000 \cdot 10^{-6}$ СГС, природа которых не установлена.

Судя по характеру магнитного и гравитационного полей, кристаллические образования, слагающие данные зоны, сматы в систему узких линейных складок, типичных для протерозойских осадочно-эффузивных толщ Балтийского щита. По-видимому, к ядрам антиклиналей, вскрытых дорифейским эрозионным срезом, приурочены высокоглиноземистые гнейсы (APt_1), обнаруженные отдельными скважинами в восточной части Псковско-Пярнусской зоны (скважины Локно, Понкули и др.). Для этой зоны характерна чрезвычайная напряженность тектонической обстановки. По материалам геофизических исследований и глубокого бурения здесь намечается система долгоживущих глубинных разломов, являющихся путями проникновения основной магмы в верхние горизонты земной коры. Последующее обновление этих разломов устанавливается по брекчированию и милонитизации тел основных ультраосновных пород (скважины Краснодудово, Палкино, Черская, Карула и др.), залечиванию зон дробления гранитоидами различного состава, местами в свою очередь несущими следы жестких деформаций (скв. Краснодудово). По-видимому, обновлением этих разломов в нижнем палеозое можно объяснить образование структур типа Локновского выступа фундамента.

Следует отметить, что к западу от г. Великие Луки устанавливается структурный стык субширотной ветви Ладожско-Невельской и субмеридиональной ветви Белорусско-Эстонской зоны, характер которого пока недостаточно ясен. По представлениям В. Н. Зандера, Ю. И. Томашунас и др. (1967), здесь нижнепротерозойская складчатая структура срезается более молодой ниже-среднепротерозойской Белорусско-Балтийской складчатой системой. Однако ввиду того, что Ла-

дождско-Невельская зона, по-видимому, в основном сложена породами ладожской серии, вопрос о возрасте которой является дискуссионным (Pt_1 или Pt_2), подобное объяснение вряд ли является достаточно обоснованным.

АРХЕЙСКИЕ И ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В соответствии со стратиграфической схемой, принятой в разделе, среди интрузивных пород, развитых в пределах описываемого региона, выделяются разновозрастные магматические комплексы (формации), перечисленные ниже в порядке последовательного формирования:

Архей — плагиограниты и гранодиориты (раннеархейская плагиогранитная формация).

Архей — нижний протерозой (положение дискуссионно) — плагио-микроклиновые граниты с подчиненными плагиогранитами и кварцевыми диоритами (постсвекофенская гранитоидная формация).

Нижний и средний протерозой (нерасчлененные) — а) основные породы (габбро-габбро-норитовая формация), б) граниты плагио-микроклиновые с подчиненными плагиоклазовыми и микроклиновыми разновидностями (гранитная формация).

Верхний протерозой — а) гранитоиды (формация гранитов рапакиви), б) основные породы (габбро-долеритовая формация).

Архей

Плагиограниты и гранодиориты (раннеархейская плагиогранитная формация) (γAPt_1)

Вопрос о наличии в северо-западной части Русской плиты интрузивных образований раннего архея неясен. По-видимому, они существуют, однако в условиях слабой изученности фундамента, как правило, вскрытого единичными скважинами на небольшую глубину, и большой интенсивности наложенных явлений мигматизации и гранитизации выделение их здесь пока не представляется возможным.

Для северной части Карельского перешейка В. А. Перевозчиковой (1968 г.) в структурном комплексе фундамента выделены отдельные тела плагиогранитов (γ_1A) и плагиогранитов-гранодиоритов, в процессе последующей складчатости и сопровождающей ее глубинной переработки нацело превращенных в сложные ультраметаморфические комплексы.

Архей — нижний протерозой¹

Плагио-микроклиновые граниты с подчиненными плагиогранитами и кварцевыми диоритами (постсвекофенская гранитоидная формация) (γAPt_1)

По материалам специальных детальных исследований Г. М. Саранчиной (1967) среди гранитоидов данной группы может быть выделена субформация синкинематических плагиогранитов — кварцевых диоритов и субформации позднекинематических плагио-микроклиновых мигматитообразующих гранитов.

Субформация синкинематических плагиогранитов — кварцевых диоритов (γ_0APt_1). Гранитоиды этого типа

¹ Положение дискуссионно.

с достоверностью выделяются только в северной части Карельского перешейка и в смежной с ним северо-западной части Приладожья. По представлениям Г. М. Саранчиной (1964, 1967), здесь они слагают ряд согласных тел площадью до 75—100 км² (Приозерский массив), подчиненных северо-западной структуре вмещающих биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов. Это серые до темно-серых, отчетливо гнейсовидные породы, характеризующиеся широким развитием наложенных процессов брекчирования и милонитизации. Структура их гранобластическая и бластогранитная, местами с реликтами гипидиоморфной и порфиroidной. Плагиограниты в основном состоят из олигоклаз-андезина (27—37% An), кварца, небольшого количества биотита. Изредка среди них встречаются амфиболсодержащие разновидности. Из минералов аксессуарных обычны сфен, апатит, относительно редки циркон, магнетит и некоторые другие. Почти повсеместно в варьирующем количестве присутствует вторичный наложенный микроклин, содержание которого резко возрастает в зонах брекчирования и милонитизации.

По мнению Г. М. Саранчиной, к этому же комплексу относятся кварцевые диориты, образующие ряд небольших тел в северной части Карельского перешейка. В северо-западной части Русской плиты аналогичные породы, представленные биотито-амфиболовыми разновидностями, вскрыты единичными скважинами в районе городов Гатчины, Павловска, Любани, Озерков. Возможно, сюда же следует относить некоторые полевошпатовые амфиболиты, обнаруженные при глубоком бурении среди гнейсов Карельского перешейка.

Субформация позднекинематических плагиомикроклиновых мигматитообразующих гранитов ($\gamma_0\text{APT}_1$). Гранитоиды этого комплекса, связанные с ними пегматиты и аплиты пользуются региональным распространением. По данным глубокого бурения, преимущественно сосредоточенного в западной части Ленинградской и на севере Новгородской областей, и по геофизическим параметрам, наиболее крупные тела их выделяются на Карельском перешейке, по берегам Финского залива, в северной части Новгородского массива, в восточном и западном обрамлении его. Для гранитов данной группы характерна небольшая плотность порядка 2,64—2,66, слабо выраженное положительное или отрицательное магнитное и гравитационное поля, слабая насыщенность магнитными телами, намагниченность до $500 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Стратиграфическое положение микроклиновых гранитов устанавливается по активному воздействию их на вмещающие свекофенские гнейсы, синкинематические плагиограниты — кварцевые диориты и местами на основные породы нерасчлененной ниже-среднепротерозойской формации. По положению в разрезе эта субформация может сопоставляться с поздними нижепротерозойскими гранитами Карелии и посткинематическими гранитами Финляндии (Симонен, 1960).

Существенно микроклиновые граниты представляют собой розовые средне- или крупнозернистые (до пегматоидных) породы массивного или гнейсовидного сложения. Гнейсовидность, обусловленная ориентировкой цветных минералов обычно является реликтовой, унаследованной от подвергшихся гранитизации гнейсов. Главными породообразующими минералами являются микроклин, олигоклаз (20—22% An), кварц и биотит, содержание которого обычно не превышает 5—7%. Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом, реже флюоритом, турмалином, сфеном. В жилах и краевых частях массивов, залегающих среди высокоглиноземистых гнейсов, обычно появляется гранат.

Согласно данным Г. М. Саранчиной (1967), позднекинематические микроклиновые граниты северной части Карельского перешейка характеризуются высоким содержанием SiO_2 , постоянным превышением K_2O над Na_2O , пересыщенностью Al_2O_3 , низким содержанием MgO , CaO и TiO_2 .

Следует отметить, что вопрос о генезисе этих пород является дискуссионным. По мнению большинства исследователей аналогичные гранитоиды Карелии и Кольского полуострова возникают в пределах земной коры в процессе ультраметаморфизма, имевшего место в глубоко погруженных частях протерозойских геосинклинальных зон. В то же время Г. М. Саранчиной (1967) микроклиновые граниты Северного Приладожья рассматриваются как типичные интрузивные образования, контролирующиеся глубинными разломами, по которым гранитная магма проникала в земную кору. При этом в зависимости от положения разломов относительно направления складчатых структур возникали либо пластообразные конформные тела, либо неправильные массивы, ориентированные вкрест простирания вмещающих пород.

По материалам глубокого бурения, проведенного в южной части Карельского перешейка и на северо-западе Русской плиты, наиболее обоснованным представляется ультраметаморфический генезис микроклиновых гранитов описываемого региона, связанных с вмещающими гнейсами, гранито-гнейсами и плагиогранитами рядом постепенных переходов. Процессами щелочного и кварцевого метасоматоза, вызванными этими гранитами, очевидно, обусловлена переработка пироксеновых гнейсов, местами превращенных в чарнокиты, и амфиболитизация нижнепротерозойских основных пород (Тихомиров, 1966 г.).

Аплиты и пегматиты, принадлежащие данной формации, образуют систему жил различной величины и формы согласных или секущих относительно складчатой структуры вмещающих пород.

Нижний и средний протерозой (нерасчлененные)

Габбро-габбро-норитовая формация (v_0Pt_{1-2})

Основные породы (габбро-габбро-норитовая формация). В северо-западной части Русской плиты основные породы ряда габбро, габбро-норитов и их метаморфические эквиваленты (габбро-амфиболиты, амфиболиты) устанавливаются либо непосредственно при глубоком бурении, либо по наличию локальных магнитных тел намагниченностью от 2800 до $5000 \cdot 10^{-6}$ СГС. По данным глубокого бурения, разрозненные тела этих пород известны среди гнейсов Ленинградско-Таллинской зоны (села Костово, Крестцы, Сабинка, г. Павловск), карельских образований Ладожско-Невельской (села Пестово, Невское) и Псковско-Пярнуской (села Локно, Краснодудово, Черская) зон. Так же как в пределах Балтийского щита, намечается приуроченность их к глубинным разломам различного направления (Побул, 1962 г.; Зандер и др., 1967), преимущественно тяготеющим к зонам контактов между гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами архея и окаймляющими их складчатыми сооружениями архея — нижнего протерозоя и протерозоя. Судя по имеющимся материалам базиты данного комплекса прорывают гнейсы архейского — нижнепротерозойского возраста, карельские образования Ладожско-Невельской и Белорусско-Эстонской зоны и в свою очередь местами прорываются и метаморфизуются плагио-микроклиновыми гранитами нерасчлененной ниже-среднепротерозойской группы (скважины района сел Черская, Краснодудово, Локно).

Габбро и габбро-нориты представляют собой темно-серые мелко- и среднезернистые массивные породы. Структура их габбровая, местами, в зоне контакта с гранитами, с наложенной метасоматической. Главными породообразующими минералами являются андезин-лабрадор (47—53% An), пироксен ряда диопсид — геденбергита и в габбро-норитах — гиперстен. Постоянно в том или ином количестве присутствуют магнетит и титаномагнетит. Из акцессорных минералов обычны сфен, апатит, из вторичных — амфибол и биотит, преимущественно развивающиеся по пироксену. В зоне контакта с микроклиновыми гранитами и их пегматитами в базитах в том или ином количестве появляется калиевый полевой шпат, кварц и резко возрастает содержание биотита, замещающего пироксен.

Габбро-амфиболиты и связанные с ними ортоамфиболиты отличаются от габбро появлением гнейсовидности по цветному минералу, гранобластовой структурой, интенсивной (до полной) амфиболизацией пироксена и характером плагиоклаза, представленного андезином (38—40% An).

Гранитоиды (гранитная формация γPt_{1-2}). К данной группе отнесены гранитоиды варьирующего состава, образующие небольшие тела среди гнейсов и сланцев Ладожско-Невельской и Белорусско-Эстонской зоны, возраст которых является дискуссионным. Выделение этих пород произведено либо по материалам глубокого бурения (скважины сел Локно, Черская, Пестово, Крестцы, Каргиничи, г. Печоры и др.), либо по локальным минимумам силы тяжести и отрицательным магнитным аномалиям (Соколов, 1969 г.). В некоторых скважинах с несомненностью устанавливается активное воздействие гранитов на вмещающие гнейсы и основные породы нерасчлененного ниже-среднепротерозойского возраста. В гнейсах это приводит к появлению отдельных жил гранитов и пегматитов, образованию послонных артеритовых и агматитовых магматитов, общей микроклинизации пород, в габбро- и габбро-норитах, к возникновению контактных зон амфиболитов варьирующей мощности.

Гранитоиды данного комплекса характеризуются розовой, серовато-розовой, реже красновато-розовой окраской, среднезернистым, крупнозернистым до пегматоидного сложением. В пределах описываемого региона вещественный состав их изучен весьма слабо. Судя по имеющимся данным, преобладают плагиомикроклиновые разновидности, дающие отклонение как в плагиограниты, так и в бедные кварцем, существенно микроклиновые породы ряда граносиенитов. По-видимому, к последней ветви относятся субщелочные амфиболовые граниты района с. Самбатуксы, содержащие маломощные прослои (ксенолиты) темно-серых мелкозернистых сланцев ладожской серии. Так как полученный здесь материал еще не обработан, дать более детальную характеристику его пока не представляется возможным.

Более или менее условно к данной группе могут быть отнесены пироксеновые кварцевые диориты, образующие систему жил мощностью до 4 м в районе с. Шамокша (Гречко и др., 1970 г.). Судя по имеющемуся фактическому материалу, некоторые из этих жил являются секущими относительно кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород, обусловленной субпараллельной ориентировкой биотита.

Гранитоиды ниже-среднепротерозойского возраста выделяются В. А. Перевозчиковой (1968) и на Карельском перешейке, где они образуют небольшие пластово-секущие тела среди гранодиоритов архея, гнейсов архейско-нижнепротерозойского возраста и гнейсов ладожской серии.

Верхний протерозой

Гранитоиды (формация гранитов рапакиви γPt_3)

В пределах описываемой территории граниты рапакиви слагают крупный Выборгский массив, северо-западная часть которого расположена на площади Финляндии. По геофизическим параметрам (плотности порядка 2,56, отрицательному гравитационному и магнитному полям), местами контролирующимся отдельными скважинами, эти породы установлены в районе г. Луги, на южном побережье Финского залива к северу от г. Котлы, и на восточном побережье Ладожского озера.

Согласно взглядам А. А. Полканова (1956), граниты рапакиви, представляющие собой интрузии платформенного типа, пространственно приурочены к поясу большой флексуры, ограничивающей Балтийский щит с юга и юго-востока. Стратиграфическое положение этих пород устанавливается на основании следующих фактов: 1) активное воздействие их на вмещающие свекофенские гнейсы (Выборгский массив); 2) наличие жил рапакиви в кристаллических сланцах верхов ладожской серии (Салминский массив; Макарова и др., 1964 г.); 3) налегание на кору выветривания гранитов рапакиви эффузивов салминской свиты (Яковлева, 1964 г.), сопоставлявшихся К. О. Кратцем с габбро-диабазами Валаамского архипелага (1947 г.).

По материалам абсолютной геохронологии возраст гранитов рапакиви устанавливается 1650 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1961; Герлинг, Лобач-Жученко и др., 1966). Согласно исследованиям В. Хакмана (1934), Д. А. Великославинского (1953), В. В. Яковлевой (1964 г.), массивы Выборгский, Салминский и другие представляют собой многофазные интрузии, в основном сложенные собственно гранитами. Только местами в краевых зонах, контаминированных материалом меланократовых вмещающих пород, они сменяются гранодиоритами, редко кварцевыми диоритами.

Следует отметить, что в Южной Финляндии, недалеко от Выборгского массива, известно небольшое тело гранитов рапакиви, с северо-запада и востока окаймленное зоной основных пород — габбро-норитов, лабрадоритов. По представлениям финских геологов (Frosterus, 1902; Wahl, 1925; Седергольм, 1930), эти базиты, прорванные гранитами рапакиви, близки к ним по времени образования. В пределах Советского Союза примером подобной комагматичности являются граниты типа рапакиви и габбро-анортозиты Волини (Полканов, 1938) и, по-видимому рапакивиобразные граниты Рижского массива, в ассоциации с которыми единичными буровыми скважинами вскрыты лабрадориты (Тихомиров, 1966 г.).

Согласно специальным исследованиям Д. А. Великославинского (1953), Выборгский массив представляет собой крупное, плитообразное межформационное тело, секущее относительно складчатой структуры вмещающих пород. Контакты его с окружающими гнейсами преимущественно четкие, до резких. Местами наблюдается проникновение гранитов в окружающие гнейсы в виде системы секущих и согласных жил. В строении восточной части массива принимают участие следующие структурные разновидности (в последовательности их формирования): среднезернистые неотчетливо порфирированные породы (лаппе-граниты), выборгиты, порфирированные рапакиви с крупнозернистой основной массой, трахитоидные рапакиви.

Граниты рапакиви представляют собой розовые или серовато-розовые массивные породы, в основном состоящие из микроклина или ортоклаз-пертита, олигоклаз-андезина (27—32% An), кварца, неболь-

шого количества биотита и амфибола. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, флюоритом, вторичные — серицитом и хлоритом. Специфическими особенностями этих пород являются преобладающая овоидная форма вкрапленников калиевого полевого шпата, местами окруженного каймой олигоклаза, и темно-серая до черной окраска кварца.

По данным Д. А. Великославинского, состав гранитоидов Выборгского массива варьирует от разновидностей, промежуточных между кварцевыми диоритами и сиенито-диоритами, до типичных гранитов, пересыщенных кремнеземом, местами глиноземом, умеренно богатых и богатыми щелочными. Жильная фация гранитов рапакиви представлена аплитами и пегматитами.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

ИОТНИЙСКАЯ СЕРИЯ

Образования иотнийской серии верхнего протерозоя на территории СССР известны лишь в Западном и Юго-Западном Прионежье, где они образуют западноонежскую синклинальную структуру. В пределах Ленинградской области эти образования в настоящее время известны лишь на крайнем северо-востоке, где они картируются на площади, границами которой являются: на севере — северная граница Ленинградской области, на юге — водораздел рек Свири и Ошиты; на западе — верховья р. Важинки, на востоке — западное побережье Онежского озера (рис. 6). С иотнийскими образованиями Юго-Западного Прионежья в Ленинградской области условно сопоставляются также песчаники, вскрытые в низах разреза Крестецкой скважины 2-р на глубине 1830—1835,45 м.

Иотнийские песчаники издавна привлекали внимание исследователей Северо-Запада. Это объясняется не только уникальностью описываемых пород, но и наличием сравнительно больших выходов этих образований на западном берегу Онежского озера и вдоль р. Свири.

Первые опубликованные сведения об иотнийских песчаниках относятся к концу XVIII — началу XIX вв. и представляют собой описания отдельных обнажений, произведенные С. Алопеусом (1787), Н. Я. Озерецковским (1791), К. М. Арсеньевым (1830), А. Фуллоном (1832) и Энгельманом (1838) во время их путешествий по Олонецкому краю.

Первая попытка определения возраста песчаников Прионежья была сделана Р. И. Мурчисоном (1846), который сопоставляет их с песчаниками «ged led» Англии и относит на этом основании к девону. Однако уже в 1860 г. Г. П. Гельмерсен выделяет песчаники Прионежья в самостоятельную группу, считая их допалеозойскими образованиями.

В дальнейшем различным вопросам геологического строения района Западного Прионежья в целом и кварцито-песчаникам в частности посвятили свои работы А. А. Иностранцев (1871—1877 гг.), К. К. Фохт (1885), В. Рамсей (1902—1906 гг.), В. Вааль (1907—1908 гг.), С. А. Яковлев (1903), П. А. Борисов (1910), И. Седерхольм (1925—1932 гг.) и другие исследователи.

Особенно много разногласий вызывали в прошлом и вызывают до настоящего времени вопросы о внутреннем расчленении толщи песчаников и об их положении в существующей стратиграфической схеме протерозоя.

В связи с тем что преобладающая часть естественных выходов кварцито-песчаников расположена за пределами территории Ленинградской области, основные опорные разрезы, упоминаемые ниже при изло-

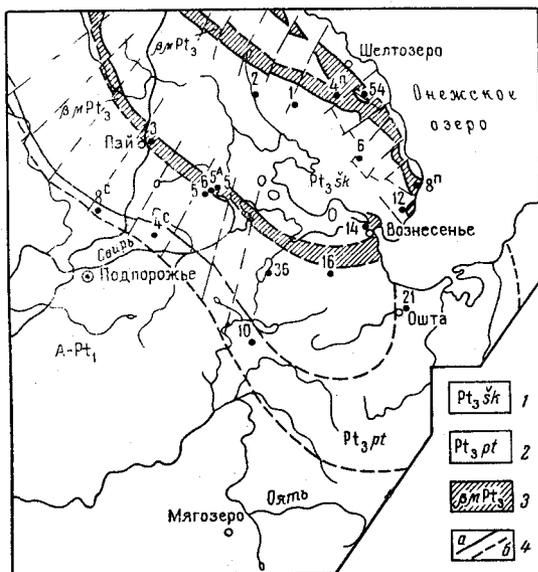
жении истории исследований, до недавнего времени также располагались за пределами описываемого района.

В 1902 г. В. Рамсей впервые по аналогии с осадочными образованиями района Бьёрнберга Финляндии отнес кварцито-песчаники Западного Прионежья к иотнию.

В 1935 г. В. М. Тимофеев объединил песчаники Шокши и Каменного Бора в единую иотнийскую формацию верхнего протерозоя и выделил в ее составе две толщи — каменноторские и шокшинские песчаники, последовательно налегающие друг на друга. Он создал первую схему стратиграфического расчленения иотнийских образований Запад-

Рис. 6. Схематическая геологическая карта южного крыла Западно-онежской синеклизы. Д. И. Гарбар (1968 г.)

Верхний протерозой. Иотнийская серия: 1 — шокшинская свита (кварцито-песчаники, сланцы), 2 — петрозаводская свита (полевошпато-кварцевые песчаники, флишвидные сланцы); 3 — верхнепротерозойские интрузии основного состава (габбро-долериты, долериты); 4 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые. Цифры на карте — скважины: 1 — д. Матвеева Сельга, 2 — д. Яшозеро, 3 — пос. Пай, 4ш — д. Сюръя, 4с — д. Пелдожи, 5, 5а, 5б — бывший пос. Остречены, 6 — пос. Нила, 8п — карьер Щелейки, 8с — д. Заозерье, 10 — пос. Тумазинский Леспромхоз, 12 — 12-й км шоссе Вознесенье — Петрозаводск, 14 — пос. Вознесенье, 16 — д. Бараны, 21 — д. Ошта, 36 — д. Юковичи, 54 — карьер Ропручейский



ного Прионежья, не утратившую значения и до настоящего времени (таб. 2*)¹. В. М. Тимофеев (1928—1935 гг.) внес огромный вклад в дело изучения иотнийских образований. Он впервые высказал предположение об условиях образования песчаников, о характере их залегания, дал исчерпывающую для своего времени литолого-петрографическую характеристику этих пород, предпринял одну из первых попыток охарактеризовать их образования в качестве полезного ископаемого и определить запасы.

Детальные исследования иотнийских кварцито-песчаников (в основном на Каменноторском и Шокшинском месторождениях) производили Н. Г. Судовиков (1929, 1931, 1935 гг., 1939), В. С. Артамонов (1935 г.), П. Т. Швец-Завгородний (1937, 1940 гг.) и др. В результате этих работ значительно расширились наши представления о стратиграфическом положении и литологических особенностях кварцито-песчаников, а также об их технических свойствах в качестве строительного и облицовочного материала.

В 1942—1944 гг. территория Западного Прионежья изучалась финскими геологами В. Мармо и П. Эскола. В. Мармо (1949 г.) датировал песчаники Каменного Бора средним иотнием. С иотнийскими образованиями Финляндии сопоставил западноонежские песчаники и П. Эскола в одной из своих последних работ (1967).

После окончания Великой Отечественной войны наступил новый этап комплексного изучения иотнийских образований. В этот период

¹ Таблицы и рисунки со звездочкой см. вкладку в конце книги.

проводились широко поставленные тематические исследования К. О. Кратца (1947—1957 гг.), изучавшего основные породы иотнийской платформы и вмещающие их осадочные образования, и Л. П. Галдобинной (1954—1958 гг.), изучавшей литологию иотнийских осадочных пород Карельской АССР. В 1949 г. Е. М. Михайлюк и в 1953 г. А. А. Розенкранц на смежных территориях Карелии проводили крупномасштабные геологические исследования, в 1958 г. — геологическая съемка (Е. М. Изотова, 1958 г.; Н. А. Крейда, 1958 г.).

В последующие годы территория Юго-Западного Прионежья и смежных районов была покрыта полистной комплексной геологической съемкой среднего масштаба (Морозов, Сыромятина, 1960 г.; Михайлюк, Галдобина, 1961 г.; Михайлюк, Алексеева, 1962 г.; Экман, Вильбер, 1964 г.; Гарбар, 1965 г.; Гарбар, 1968 г.). Одновременно с этим на отдельных участках района проводились крупномасштабные съемки (Шкворов, 1960 г.; Кривцова, 1961 г.; Мартынов, 1961, 1962, 1965 гг.; Военушкин, 1962 г.; Шустов, 1963 г.) с целью изучения отдельных месторождений и поисков полезных ископаемых.

В эти же годы А. В. Копелиович и И. М. Симанович (1964—1955 г.) проводили изучение постседиментационных преобразований пород шокшинской свиты; П. Л. Кацеблин и Н. Г. Кищенко (1965 г.) изучали палеомагнитные свойства пород иотнийского возраста, а Е. М. Михайлюк, В. С. Алексеева, Л. П. Галдобина и Б. Н. Шустов (1966 г.) занимались выявлением литолого-фациальных особенностей осадочных пород Онежской синеклизы и связанного с ними оруденения. Непосредственно на севере Ленинградской области изучением иотнийских образований занимался Д. И. Гарбар (1960—1969 гг.).

Перечисленные работы, а также ряд других геологических и геофизических исследований, проведенных коллективами СЗТГУ, Пятого ГУ, Северной экспедиции и ЗГТ, привели к накоплению большого фактического материала, позволившего с известной достоверностью решить вопросы об условиях осадконакопления и формирования иотнийских образований, о времени, степени и характере метаморфизма песчаников, об условиях их залегания и времени формирования так называемой западноонежской иотнийской синклинальной структуры, о наличии, характере, параметрах и времени возникновения тектонических нарушений, о расчленении (внутри серии) иотнийских образований и т. д.

Вопрос об условиях осадконакопления и формирования иотнийских образований неоднократно освещался в работах К. О. Кратца (1950 г.), Л. П. Галдобинной (1958 г.), Е. М. Михайлюк (1966 г.), Д. И. Гарбара (1965, 1968, 1969 гг.) и в настоящее время не вызывает особых разногласий.

Исследования А. В. Копелиовича и И. М. Симановича (1964), посвященные изучению эпигенетических изменений шокшинских песчаников, позволили с достаточной ясностью восстановить историю литификации этих пород, а вместе с данными К. О. Кратца (1953 г.) и П. Л. Кацеблина (1965 г.) о характере приконтактовых изменений в зоне воздействия интрузии габбро-долеритов (габбро-диабазов) дали основание сделать вывод о том, что между временем накопления осадков иотнийского возраста, складчатостью, обусловившей современный структурный план территории, и магматизмом, сопутствовавшим ей, существовал значительный временной перерыв.

И если отмеченные выше представления не вызывают в настоящее время существенных разногласий среди геологов, изучающих докембрий Северо-Запада, то по ряду таких вопросов, как положение иотния в стратиграфической схеме докембрия, расчленение иотнийских обра-

зований на свиты, наличие и характер тектонических нарушений в кварцито-песчаниках Прионежья, все еще нет единого мнения.

Вопрос о существовании тектонических нарушений в песчаниках Прионежья поднимался еще В. М. Тимофеевым (1935). К. О. Кратц (1953 г.) в результате детальных геолого-петрологических исследований доказал наличие разломов и высказал предположение о том, что амплитуда смещений вдоль этих разломов составляет «первые десятки метров». И, наконец, Д. И. Гарбар (1965, 1967, 1968 гг.) не только подтвердил развитие серий ступенчатых разломов в породах иотнийской серии, но и установил, что амплитуда суммарных смещений вдоль этих разломов достигает 200 м и более. Вопрос о наличии и характере смещений в иотнийских образованиях имеет принципиальное значение, так как от этого зависит и подход к стратификации немых толщ, какими до недавнего времени являлись песчаники Прионежья.

Различия в подходе к пониманию геологического строения и истории развития описываемой территории, а также накопление в последние годы большого количества нового фактического материала, привели к появлению среди геологов, изучающих докембрийские образования Северо-Запада, особенно больших разногласий в вопросах стратиграфии иотнийских осадочных образований.

Как отмечено выше, первый этап изучения иотнийских образований Юго-Западного Прионежья завершился созданием В. М. Тимофеевым (1935) принципиальной схемы расчленения этих образований (см. табл. 2*). Эта схема была принята большинством геологов и просуществовала до 1958 г. В 1958 г. в результате работ Л. П. Галдобиной схема В. М. Тимофеева была уточнена, однако существенных изменений в ней не произошло.

В 1960 г. А. И. Кайряк опубликовал статью, посвященную описанию выделенной им «бесовецкой свиты», которую он отнес вместе с подстилающими суйсарскими вулканитами к среднему протерозою, оставив петрозаводскую и шокшинскую свиты в составе иотнийской серии верхнего протерозоя.

В свою очередь Е. М. Михайлюк и Л. П. Галдобина (1961 г.) расчленили образования так называемой «бесовецкой свиты» на две самостоятельные свиты: падосскую, отнесенную ими к верхам среднего протерозоя, и шуйскую, залегающую в низах верхнего протерозоя непосредственно под образованиями петрозаводской свиты.

В 1965 г. опубликована работа А. П. Мартынова, который расчленил иотнийскую серию верхнего протерозоя на четыре свиты: петрозаводскую, шокшинскую, педасельгскую и пухтинскую. Непризнание возможности смещений в иотнийских образованиях и некоторое увлечение формальными построениями привело автора к выделению такого большого количества свит в иотнии и позволило увеличить предполагаемую неполную мощность иотнийских образований до 2000—2500 м.

Схема А. П. Мартынова была принята А. И. Кайряком, но последний на основании выделения им так называемой салминской свиты, данных абсолютного возраста и ряда геолого-структурных построений отнес песчаники Прионежья «к низам ятулия» среднего протерозоя, считая, что они перекрываются образованиями «бесовецкой» и «салминской» свит. «Истинно» же иотнийскими образованиями Южной Карелии, по мнению А. И. Кайряка, являются осадочно-вулканогенные толщи «салминской» свиты (Кайряк, 1965 г., 1967, 1969).

Представления А. И. Кайряка не нашли поддержки у большинства исследователей Северо-Запада и уже в 1966 г. Е. М. Михайлюк, В. С. Алексеева, А. П. Галдобина и Б. Н. Шустов опубликовали новую схему расчленения иотнийских образований (Михайлюк и др., 1966 г.),

в которой они отказались от трехчленного деления иотнийской серии и выделения так называемой «шуйской свиты». Однако отсутствие надежных реперов не позволило им уверенно увязать разрезы иотния по всей территории и привело к некоторому завышению мощности разрезов.

В 1968 г. на основании литолого-петрографических и геохимических исследований в разрезе шокшинских песчаников Д. И. Гарбаром была выделена пачка «карбонатсодержащих» песчаников, послужившая достаточно надежным репером для увязки даже самых далеко отстоящих друг от друга разрезов. Наличие такого маркирующего горизонта позволило Д. И. Гарбару составить новую схему расчленения иотнийских образований, принятую в настоящее время большинством исследователей. В настоящей главе эта схема принята за основу стратиграфического деления иотния.

В 1967 г. в г. Ленинграде на конференции по проблемам «Стратиграфии и абсолютной геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита» было принято решение условно отнести западноонежские кварцито-песчаники к верхам среднего протерозоя, выделив их в отдел под названием «вепсий».

Имеющиеся в настоящее время материалы дают основание поставить вопрос о возвращении западноонежским песчаникам их классического названия «иотнийские», тем более, что за давностью времени это название из имени нарицательного превратилось в имя собственное, а введение новых терминов отнюдь не упростит задач, стоящих перед исследователями.

Из сказанного выше следует, что несмотря на довольно многочисленные исследования территории Юго-Западного Прионежья, остается еще ряд нерешенных вопросов: не выяснены взаимоотношения иотнийских песчаников с подстилающими их более древними образованиями, вопросы о фацальных аналогах иотнийских песчаников на остальной территории Русской платформы, о наличии рудных полезных ископаемых в породах иотнийской серии (таких, как никель и др.), хотя определенные основания для постановки этих вопросов имеются (Гарбар, 1965 г., 1968 г.).

Образования иотнийской серии развиты на территории Юго-Западного Прионежья, где они образуют синклинальную структуру, известную под названием Западноонежской иотнийской синеклизы. Структура вытянута в северо-западном направлении, имеет асимметричную форму с крутым западным (углы падения слоистости до 75—90°) и пологим восточным (углы 6—8°, редко до 25°) крыльями и осложнена мелкими пликативными (амплитуда — первые десятки метров), а также сравнительно крупными дизъюнктивными (амплитуда — сотни метров) нарушениями. В пределах описываемой территории находится лишь южная часть структуры, составляющая около 4000 км².

В составе иотнийской серии выделяются нижняя — петрозаводская и верхняя — шокшинская свиты. Разрезы с наблюдающимися контактами между свитами описаны за пределами района, на территории Южной Карелии (Тимофеев, 1935; Галдобина, Михайлюк, 1958—1966 гг.; Мартынов, 1961—1965 гг.).

Каждая из свит в свою очередь разделяется на ряд пачек (см. табл. 2* и рис. 7).

Иотнийские песчаники интродуцированы габбро-долеритами, залегающими в виде пластовосекущего тела и не занимающими определенного положения в разрезе. Истинная мощность интрузивного тела — 170—180 м. Помимо этой интрузии, в районах озер Крестнозеро, Гонгинское и др. предполагается (Гарбар, Кабаков, 1965 г., 1968 г.) наличие суб-

вертикальных интрузивных штокообразных тел базитового—гипербазитового состава, залегающих среди осадочных образований иотнийской

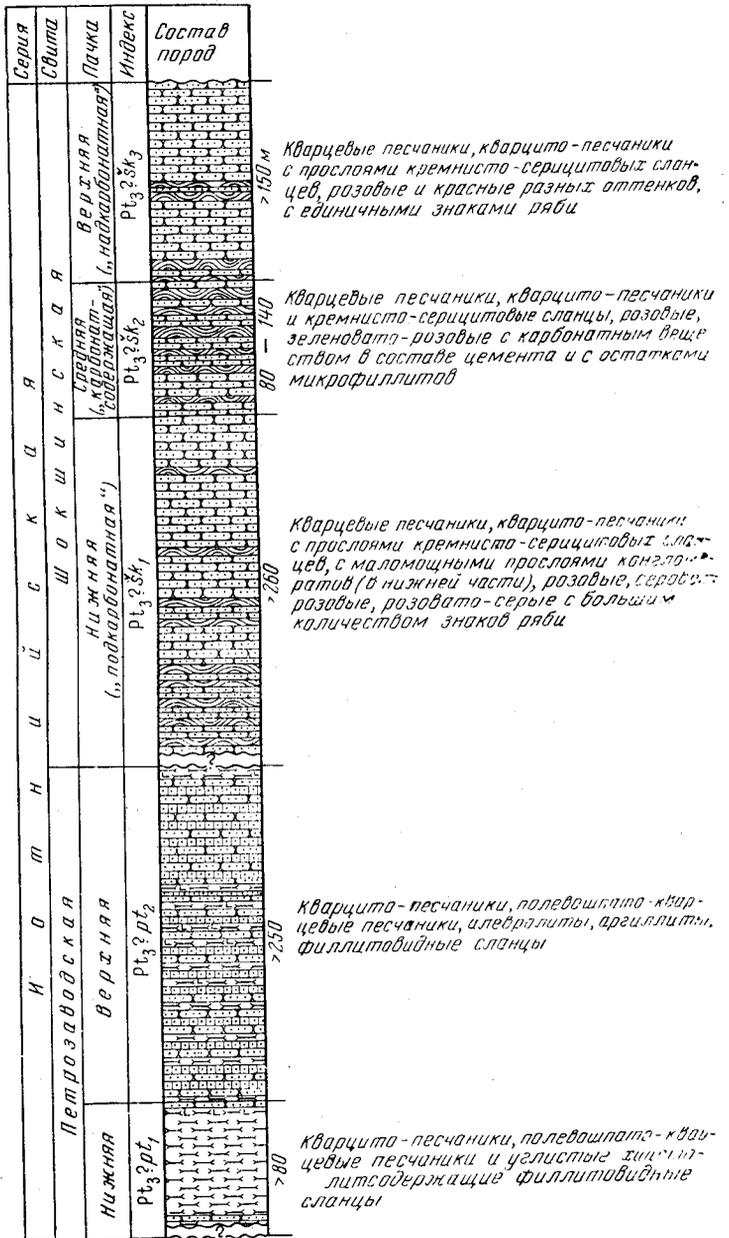


Рис. 7. Сводный литолого - стратиграфический разрез иотнийской серии Юго-Западно-го Прионежья.
Д. И. Гарбар (1969 г.)

серии. В районе одной из таких аномалий (Крестнозерской) была пробурена скважина (№ 10, пос. Тумазинский Леспромхоз). Скважина прошла вблизи интрузии в зоне экзоконтакта, где в интервале 570—726 м породы несут следы приконтактовых изменений.

Разрезы, вскрывающие образования иотния Западного Прионежья распределены таким образом, что большинство их оказалось за пре-

делами Ленинградской области, хотя и в непосредственной близости от ее северной границы. В этой связи в дальнейшем необходимо обращаться к разрезам, расположенным в Южной Карелии вблизи границ Ленинградской области.

Петрозаводская свита

Петрозаводские образования в пределах района прослеживаются в виде полосы северо-западного простирания, имеющей ширину от 1,5—2 км (на северо-западе) в районе д. Заозерье, до 8—10 км (на юго-востоке) — в районе пос. Тумазинский Леспромхоз. Они вскрыты лишь скважинами, расположенными в д. Пелдожи (абсолютная отметка кровли 90,1 м, видимая мощность вскрытой толщи 84,4 м); в д. Заозерье (абсолютная отметка кровли 103,6 м, видимая мощность вскрытой толщи 406,3 м) и в районе пос. Тумазинский Леспромхоз (абсолютная отметка кровли 255,3 м, видимая мощность вскрытой толщи 331,3 м).

Стратиграфические границы петрозаводской свиты в пределах описываемого района неизвестны: нижняя граница вообще не достигнута, верхняя установлена за пределами района. В перечисленных разрезах на образованиях петрозаводской свиты с корой выветривания в ее кровле, с размывом, угловым и стратиграфическим несогласием залегают осадки вендского комплекса.

В составе петрозаводской свиты района выделяются две пачки (см. табл. 2* и рис. 7).

Нижняя пачка (скв. 10, пос. Тумазинский Леспромхоз, интервал 646,6—726,6 м) представлена толщей переслаивания хиастолитсодержащих филлитовидных углистых сланцев и кварцито-песчаников.

Филлитовидные сланцы окрашены в темно-серый цвет. Структура пород blastoaleвропелитовая, чаще микролепидогранобластовая и микролепидобластовая, с элементами грано- и фибробластовой. Текстура узловатая, пятнистая (пятна образованы скоплением хиастолита). Обломочный материал представлен зернами (размером до 0,3 мм) кварца (15—40%) и лейстами хлорита (5—10%), которые распределены в породе неравномерно. Акцессорные минералы представлены кордиеритом. Сланцы обогащены рудными минералами: пиротином (6—9%), сфалеритом, халькопиритом, пиритом (до 1%), пентландитом (редкие зерна и пластины). Из минералов новообразований отмечаются андалузит, хиастолит, турмалин, лейкоксен, кальцит и серицит (по хиастолиту). Цемент хлорит-серицитовый с примесью углистого вещества.

Хиастолитсодержащие сланцы образованы по первичным углисто-алевритисто-глинистым сланцам в результате экзоконтактового воздействия предполагаемой интрузии гипербазитов. В контакте с магматическими образованиями они в значительной степени ороговикованы. Сланцы образуют тонкие прослои и пачки (мощностью до 10—15 м) и встречаются в постоянном чередовании с песчаниками.

Песчаники мелко-тонкозернистые (редко до крупнозернистых), слабослюдистые, плотные, крепкие, окрашенные в серый цвет. Структура blastoсаммитовая, гранобластовая, участками blastoсаммитопсефитовая и зубчатая. Текстура массивная со следами микропараллельной и сланцеватая. Обломочный материал с размером обломков 0,15—1,5 мм представлен хорошо сортированными зернами кварца (30—65%), полевого шпата (10—40%), лейстами слюды (5—8%). Акцессорные минералы — апатит, ставролит, эпидот, цоизит, гранат, турмалин; рудные — пирит. Минералы-новообразования представлены хлоритом, альбитом, серицитом, карбонатом и турмалином. Цемент преимущественно кварцевый, регенерационный; в виде реликтов встречается карбонатный и

хлоритовый. По типу заполнения цемент поровый и пленочный. Кварциты образуют маломощные прослои (0,2—0,5—10—15 см) и, как и все породы нижней пачки, несут следы регионального и контактового метаморфизма. Вскрытая мощность пачки 80 м.

Верхняя пачка представлена толщей тонкого, ритмичного переслаивания кварцито-песчаников, полевошпато-кварцевых песчаников, алевролитов, аргиллитов и филлитовидных сланцев, вскрытых буровыми скважинами 8 (д. Заозерье, интервал 213,6—619,9 м), 4 (д. Педдожи, интервал 82,8—277,2 м) и 10 (пос. Тумаанский Леспромхоз, интервал 394,7—646,6 м).

Нижняя граница пачки четкая, фиксируется по исчезновению в разрезе углистого вещества; верхняя в пределах описываемой территории не установлена.

Кварцито-песчаники и песчаники по составу и структурным особенностям аналогичны описанным в нижней пачке. Они образуют тонкие прослои мощностью от 0,2—0,5 до 1—3—5 см и серии мощностью до 10—20 м, сравнительно равномерно перемежающиеся со сланцами.

Алевролиты играют в разрезе подчиненную роль, составляя не более 10% от его общей вскрытой мощности. Они встречаются в виде прослоев мощностью до 8—10 м в толще переслаивания со сланцами и песчаниками. Это слюдистые, неяснотонкослоистые, плотные, крепкие породы, окрашенные в красновато- и буровато-серый, но чаще в темно-серый цвет. Структура алевритовая, алевропелитовая, с элементами скрытокристаллической и псаммитовой; вторичная — микролепидогранобластовая, бластоалевритовая; текстура микрослоистая, микрокослоистая, реже массивная. Обломочный материал (диаметр обломков 0,01—0,08, редко 0,2 мм) представлен кварцем (15—61%), полевыми шпатами (8—40%) и слюдой (5—20%). Окатанность обломков низкая, сортированность хорошая. Акцессорные минералы — сфен, циркон, апатит, эпидот, турмалин; рудные — гидроокислы железа. Из минералов новообразований в алевролитах отмечается серицит, хлорит, турмалин и лейкоксен. Цемент базальный и поровый — карбонатный (до 30—40%) и железистый (до 10—20%); пленочный — железисто-кремнисто-серицитово-хлоритовый; разрастания — серицит-хлоритовый с примесью карбонатного вещества или регенерационный — кварцевый.

Аргиллиты составляют всего около 2—3% от общей вскрытой мощности разреза и встречаются в виде единичных маломощных прослоев мощностью 0,3—0,5—2—3 см. Это плотные, крепкие породы, окрашенные в темно-серый или буровато-зеленый цвет. Структура пород — первичная — пелитовая, бластоалевропелитовая, с элементами алевритовой и зародышами порфиробластовой; вторичная — микролепидогранобластовая. Текстура микрослоистая; вторичная — сланцеватая. Размер частиц основной массы 0,01 мм, порфиробластовые выделения (обычно хлорит) достигают в диаметре 0,3 мм. В составе пород кварц (8—10%), полевые шпаты (5—10%), слюда (5—10%), глинистое вещество (85—90%), содержащее до 10—15% карбоната. Акцессорные минералы представлены эпидотом; новообразования — хлоритом, серицитом и турмалином.

Филлитовидные сланцы представляют собой алеврито-глинистые, интенсивно измененные породы, плотные, крепкие, окрашенные в серый цвет с различными оттенками. Структура пород бластоалевропелитовая, алевропелитовая, псаммито-алевропелитовая; вторичная — микролепидобластовая, лепидобластовая, с элементами гранобластовой и скрытокристаллической. Текстура микрослоистая, микролинзовиднослоистая, микрокослоистая, микрополосчатая; вторичная — сланцеватая, плейчатая. Основная масса представлена плохо окатанными, среднесортиро-

ванными обломками кварца диаметром 0,01—0,3 мм (10—70%), полевых шпатов (2—30%) и слюды (5—25%). Акцессорные минералы представлены апатитом, эпидотом, цирконом, сфеном, турмалином, рутилом, рудные — пирротинном (5—8%), титаномагнетитом (2—3%), пиритом и пирит-марказитом (до 2—5%), халькопиритом (до 0,3%), сфалеритом, пентландитом (единичные зерна и пластинки), магнетитом, галенитом. Акцессорные минералы образуют иногда скопления, обогащая отдельные прослои (скв. 10, пос. Тумазинский Леспромхоз, глубина 457 м). Что касается рудных, то повышенные содержания их приурочены к низам разреза — к зоне экзоконтакта с предполагаемой интрузией базитов-гипербазитов, а также к зонам с повышенной трещиноватостью. Новообразования представлены хлоритом, лейкоксеном, эпидотом, албитом и турмалином. Цемент пленочный, базальный, разрастания — серицит-хлоритовый, базальный и поровый — карбонатный и кварцево-слюдястый, регенерационный — кварцевый.

В единичных случаях сланцы содержат маломощные прослои и линзы измененных до стадии микрокристаллических сланцев карбонатных пород. Мощность прослоев 0,1—0,3—1—3 см. Толща пород верхней лачки петрозаводской свиты ритмичнослоистая. При этом на фоне макроритмов (с амплитудой 90—120 м) постоянно отмечаются мезоритмы (с амплитудой 8—15 м) и микроритмы (фиксируются в шлифах). Породы смяты в пологие складки, что можно наблюдать непосредственно в керне. Амплитуда складок не превышает 20—50 см, а размах крыльев 0,8—1,5 м. Породы в значительной степени трещиноваты. Большинство трещин зияющие. Часть трещин выполнена многочисленными прожилками и жилами (мощность от 0,1—0,3 мм до 1—1,5 мм) кварцевого, кварцево-биотитового, кварц-хлорит-карбонатного и карбонатного состава. Происхождение этих жил связано, по-видимому, как с имевшими здесь место гидротермальными процессами, так и с внедрением в породы иотнийской серии интрузии габбро-долеритов, которые встречаются, в частности, и в скв. 8 (д. Заозерье) в интервале 619,9—840,8 м.

Породы метаморфизованы, причем на региональный метаморфизм фации «зеленых сланцев» в низах разреза накладывается приконтактовый метаморфизм со следами будинажа, смятия, микросдвигов и др. В верхах разреза породы несут следы выветривания и выщелачивания.

Вскрытая мощность петрозаводской свиты составляет 330 м. По данным Е. М. Михайлюк (1965 г.), максимальная вскрытая мощность петрозаводской свиты (район г. Петрозаводска) превышает 600 м.

Описанные разрезы петрозаводской свиты расположены в пределах западного — крутого борта Западноонежской синклинали структуры. Такое положение определяет некоторые особенности разрезов. В частности, толща пород, вскрытых скв. 8 (д. Заозерье) практически «стоит на голове».

Помимо наличия прожилков, в толще пород петрозаводской свиты с внедрением интрузии габбро-долеритов связаны и такие явления, как образование бухитов (остеклованных песчаников) в зоне экзоконтакта интрузии. Мощность зоны экзоконтакта не превышает 10—15 м.

Породы, вскрытые в разрезе скв. 10 (пос. Тумазинский Леспромхоз), расположены на некотором удалении от западной границы «Западноонежской синклинали структуры», в ее внутренней части. Это определяет их более спокойное залегание, а особенности состава интрузирующих их магматических образований предопределяют и характер экзоконтактовых изменений, выражающихся в ороговиковании и хиастолитизации сланцев и частичном окварцевании песчаников. Зона экзоконтакта не превышает 50—60 м. Что касается разреза скв. 4 (д. Пелдожи), то и по составу слагающих его пород, и по условиям их зале-

гания, и по характеру метаморфизма, он занимает промежуточное положение между разрезами скважин 8 (д. Заозерье) и 10 (пос. Тумазинский Леспромхоз).

Изучение геохимических особенностей пород петрозаводской свиты позволяет сделать следующие выводы (Гарбар, 1968 г.):

1. Распределение большинства элементов в породах подчиняется логнормальному закону.

2. «Местное фоновое» содержание элементов обычно ниже их кларкового содержания (по А. П. Виноградову).

3. Аномальные содержания Ba, Ti, Cr, Ga, Ni, Mo, V, Zn превышают значение $\bar{c}+2s$ и приурочены в основном к зоне экзоконтакта с предполагаемой интрузией базит-гипербазитов (скв. 10, пос. Тумазинский Леспромхоз), причем содержание Ni в зоне экзоконтакта достигает 0,043%.

4. С развитием процессов контактового метаморфизма и выветривания связано увеличение в породах разреза содержания Fe (скв. 8, д. Заозерье), распределение соединений — Na_2O , K_2O , CaO , MgO , FeO , NiO_2 , ZnO , H_2O .

Появление таких содержаний рудных, как 0,04% Ni, в зоне экзоконтакта интрузии, а главное, отмеченные закономерности в распределении элементов по разрезу позволили Д. И. Гарбару и Л. Г. Кабакову (1968 г.) по-новому интерпретировать имеющиеся данные о характере физических полей района и поставить вопрос об изучении указанных или подобных участков как перспективных в отношении повышенных содержаний Ni и ряда других элементов.

Изучение вещественного состава, структурно-текстурных особенностей, химических, геохимических и палеогеографических характеристик осадочных образований петрозаводской свиты, а также степени их метаморфизма, позволяет сделать некоторые выводы об истории формирования этих пород (Гарбар, 1968 г.):

1. Накопление осадков происходило в прибрежно-морских и лагунных условиях трансгрессировавшего моря, о чем свидетельствуют такие модули, как $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$ — меньше 0,4; $\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ — средние значения; $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{K}_2\text{O}}$ — средние значения; $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O}}$ — низкие значения; сравнительно небольшие значения модуля $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}$, а также наличие в составе пород графитистого вещества.

2. Преобладающая серая окраска пород дает основание считать, что режим бассейна был преимущественно закисным.

3. Высокие значения коэффициента А. Б. Ронова $\alpha = \frac{\text{MgO} \cdot 100}{\text{CaO} + \text{MgO}}$ свидетельствуют о повышенной солености бассейна ($\alpha \geq 50-70\%$).

4. Накопление осадков происходило в условиях высокой гидродинамической активности среды, на что указывает широкое развитие кослоистых, линзовидных, микроплойчатых и прочих текстур, а также следов размывов и срезающей слоистости.

5. Бассейн осадконакопления характеризовался ритмическими колебаниями дна.

6. Судя по характеру окатанности обломков и их составу можно предположить, что процесс переноса материала не был длительным, а расстояние было невелико, т. е. накопление осадочных толщ происходило за счет разрушения сравнительно близко расположенных массивов пород кислого — среднего состава.

7. В процессе диагенеза породы претерпели сжатие и растяжение, при которых имели место гидратизация биотита, частичное замещение полевых шпатов, дробление и регенерация обломков кварца, растворение и частичная перекристаллизация обломочных зерен под давлением. При этом происходила деанортизация полевых шпатов, их хлоритизация, цеолитизация и образование клиноцоизита. В эпигенетическую стадию происходило образование текстур микросмятия, растяжения, кливажа и т. д. Появление этих преобразований обусловило постепенный переход от этапа глубинного эпигенеза к этапу метаморфизма.

Метаморфизм в породах описываемого разреза проявился двояко: в виде регионального и контактового метаморфизма.

Региональный метаморфизм проявился повсеместно и выразился в развитии процессов перекристаллизации минералов, сопровождавшейся мусковитизацией и серицитизацией пород, развитием процессов разлинзования, развальцевания, трещиноватости и т. д. При этом породы подверглись осланцеванию, затронувшему как обломочный материал, так и цемент.

Контактовый метаморфизм (в экзоконтакте с гипербазитами) проявился в ороговиковании пород с превращением песчаников в кварцито-песчаники, а углисто-алевритисто-глинистых сланцев — в хиастолитсо-держающие филлитовидные сланцы.

Внедрение габбро-долеритов сопровождалось окварцеванием песчаников и превращением их в бухит.

В процессе неоднократно проявлявшегося тектогенеза породы подверглись смятию и трещиноватости, с образованием многочисленных ослабленных зон, вдоль которых впоследствии (в догдовское время) широко развивались процессы гипергенеза. Выветривание происходило в условиях увеличенного окислительного потенциала (о чем свидетельствуют значения модулей $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$ и $\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$) и сопровождалось развитием процессов каолинизации пород, увеличением содержания в них Fe_2O_3 , K_2O , H_2O и выносом CaO и Na_2O .

Шокшинская свита

Образования шокшинской свиты в пределах описываемой территории распространены значительно шире, нежели описанные выше отложения петрозаводской, и известны по многочисленным выходам на западном берегу Онежского озера, на р. Свири (мыс Кальяжка, Ровской карьер, устье р. Остречинки), а также вскрыты рядом буровых скважин (Остречины — 5, 5^а, 5^б; карьер Щелейки — № 8; пос. Вознесенье — № 14; д. Бараны — № 16; д. Юковичи — № 36 и т. д.; Д. И. Гарбар, 1965, 1968 гг.). Однако наиболее полные и хорошо изученные разрезы (скв. 2/V, д. Яшозеро; скв. 3, пос. Пай; скв. 6, пос. Нила) расположены на территории Карельской АССР в непосредственной близости к северным границам Ленинградской области (см. рис. 6).

Стратиграфические границы шокшинской свиты в пределах описываемой территории неизвестны. Нижняя граница изучена в районе г. Петрозаводска (А. П. Мартынов и др., 1965 г.; Е. М. Михайлюк и др., 1965 г. и т. д.), где образования шокшинской свиты согласно залегают на песчаниках петрозаводской свиты. Граница между отложениями петрозаводской и шокшинской свит определяется тем, что петрозаводские песчаники содержат до 40% обломков полевого шпата, а шокшинские практически мономинеральны (это кварцево-кварцевые песчаники). Верхняя граница практически нигде не установлена. Известно лишь, что повсеместно с угловым и стратиграфическим несо-

гласием на песчаниках шокшинской свиты залегают образования вендского комплекса, девона и четвертичные отложения. Вскрытая часть разреза шокшинской свиты разделяется на три пачки: нижнюю — «подкарбонатную», среднюю — «карбонатсодержащую» и верхнюю — «надкарбонатную» (см. рис. 7).

Нижняя «подкарбонатная» пачка представлена толщей тонкого и частого переслаивания кварцевых песчаников и сланцев (преобладают песчаники 70—85%) с маломощными (до 0,5 м) прослоями и линзами внутрiformационных конгломератов. Последние приурочены к низам пачки. Породы окрашены в розовые, серовато-розовые и розовато-серые цвета и несут большое количество знаков ряби, трещин усыхания и других гиероглифов. Нижняя граница пачки в пределах описываемого района неизвестна, а за его пределами — фиксируется четко, так как ниже залегают полевощпатово-кварцевые песчаники петрозаводской свиты.

Верхняя граница пачки фиксируется весьма отчетливо по появлению в породах перекрывающей толщи реликтов карбонатного цемента. Мощность пачки превышает 260 м (скв. 2/V, д. Яшозеро, интервал 205—462,7 м; скв. 3, пос. Пай, интервал 491,4—633,7 м; скв. 5б, Остречины, интервал 130—278,3 м; скв. 6, пос. Нила, интервал 136,7—343,5 м и др.).

Средняя «карбонатсодержащая» пачка представлена толщей переслаивания кварцевых песчаников и сланцев розового и зеленовато-розового цвета с примесью карбонатного вещества в цементе. Изменения в составе пород, слагающих среднюю пачку, по сравнению с нижней пачкой выражаются в повышении роли сланцев в разрезе средней пачки (сланцы составляют 40—60% от общей мощности пачки).

В разрезе средней пачки Д. И. Гарбаром (1965, 1968 гг.) помимо реликтов первичного карбонатного вещества впервые для иотния были обнаружены остатки органического вещества — микрофитолиты, определенные В. Е. Мильштейн как новая форма *Osagia onezhiella* Milstein из группы *Osagia Twenhofel*. Нижняя и верхняя границы пачки четкие, так как карбонатное вещество в составе цемента исчезает сравнительно быстро. Мощность пачки удивительно выдержана по всей описываемой территории и составляет 80—90 м (скв. 2/V, интервал 121,3—205,0 м; скв. 3, интервал 410—491,4 м; скв. 6, интервал 53,6—136,7 м) и лишь в разрезе скв. 8 (карьер Щелейки) возрастает до 130 м (интервал 10,9—140,0 м), содержание карбонатного вещества в цементе при этом убывает, и границы пачки становятся менее четкими.

Наличие реликтов первичного карбонатного вещества в цементе фиксирует определенное региональное изменение условий осадконакопления в шокшинское время. Само появление пачки пород с карбонатным цементом в толще мономинеральных кварцево-кварцевых песчаников представляет собой для данного разреза явление необычное и может служить маркирующим признаком при корреляции разрезов иотния.

По данным петрофизических определений «карбонатсодержащая» пачка выделяется в разрезе пониженными (против фоновых) значениями ρ_k и повышенными значениями гамма-активности, что также может служить маркирующим признаком при расчленении разреза (рис. 8). Использование «карбонатсодержащей» пачки в качестве маркирующего горизонта позволяет сопоставлять разрезы иотнийской серии, отстоящие друг от друга на 40—70 км (рис. 9).

Верхняя «надкарбонатная» пачка представлена толщей сравнительно равномерного переслаивания кварцевых песчаников и сланцев, ок-

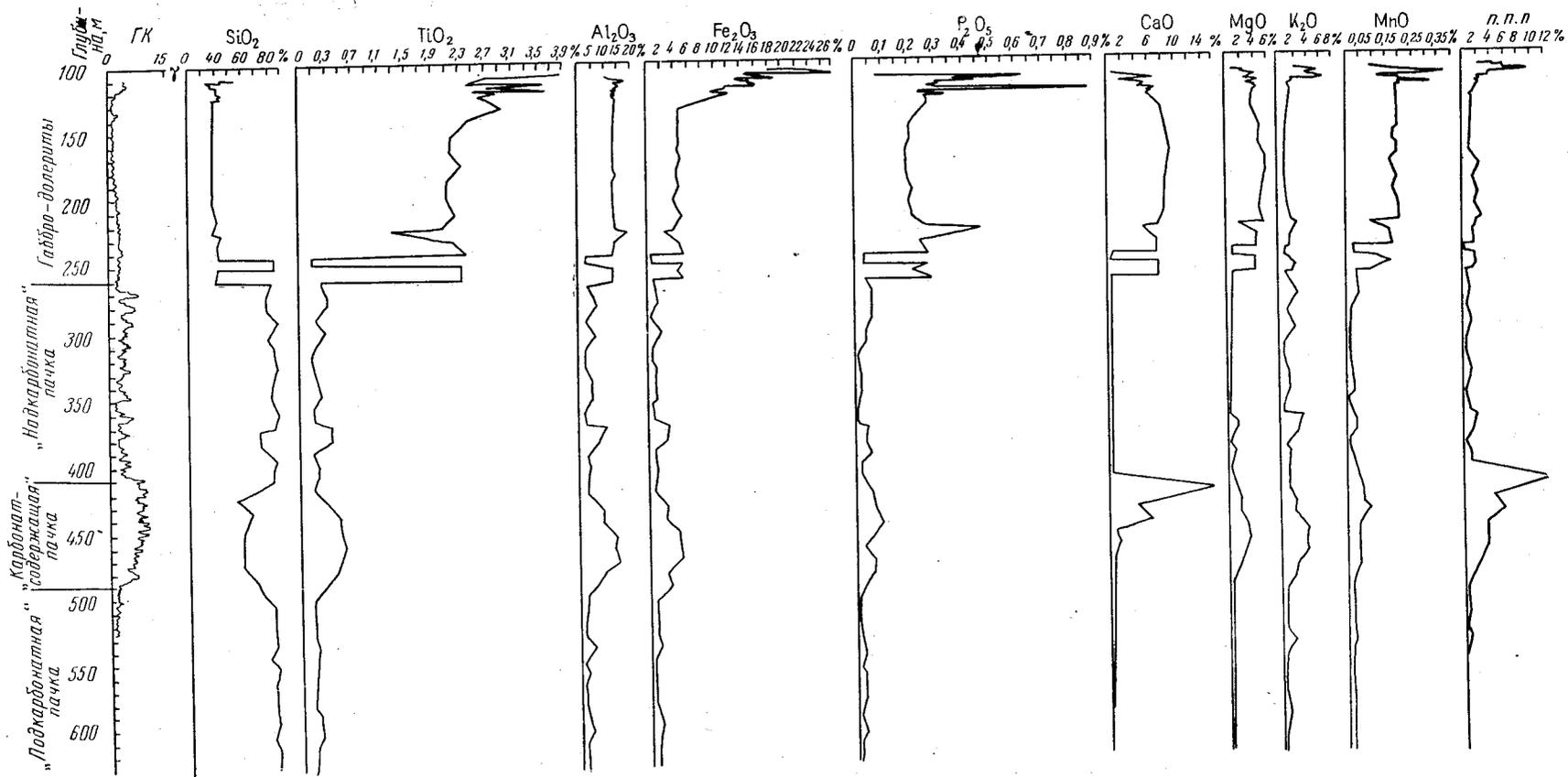


Рис. 8. Петрофизическая и петрохимическая характеристика разреза шокшинской свиты (скв. 3, пос. Пай). Д. И. Гарбар (1968 г.)

рашленных в розовые и буровато-розовые цвета, с единичными знаками рьяби на плоскостях наслоения. Соотношение песчаников и сланцев в разрезе пачки близко к описанному для нижней пачки разреза (70—85% к 15—30%). Нижняя граница пачки отчетливая, верхняя граница пачки и всей вскрытой части шокшинской свиты неизвестна. Мощность

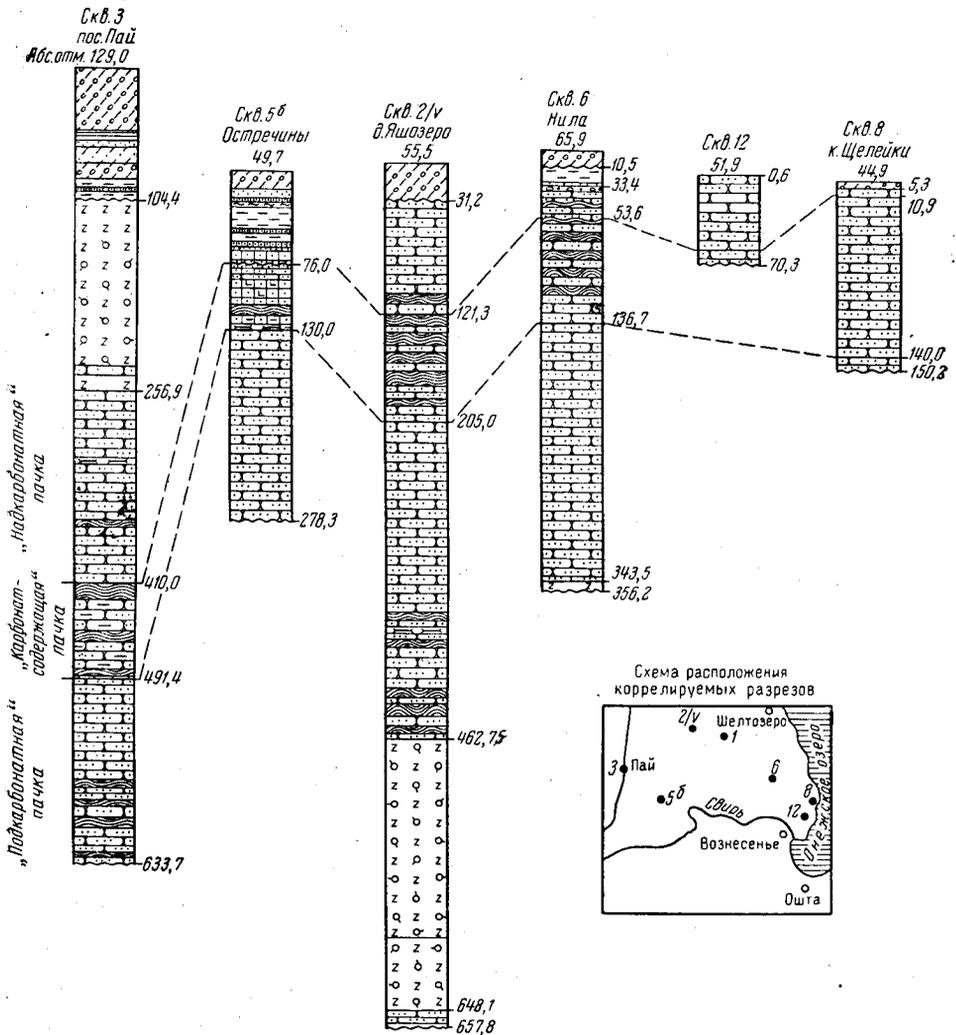


Рис. 9. Схема корреляции разрезов шокшинской свиты юго-западного Прионежья (глубина в м). Д. И. Гарбар (1968 г.)

вскрытой части верхней пачки составляет 150 м (скв. 2/V, интервал 31,2—121,3 м; скв. 3, интервал 256,9—410,0 м и др.).

Общая мощность вскрытой части шокшинской свиты 500—600 м.

Поскольку состав пород шокшинской свиты довольно однообразен, имеется возможность ограничиться общей характеристикой отдельных литологических разностей, независимо от их принадлежности к той или иной пачке.

Кварцевые песчаники составляют в среднем 60—65% от общей вскрытой мощности пород разреза. Это тонко-крупнозернистые (чаще мелко- и среднезернистые) породы, плотные, крепкие, тонкогоризонталь-

но- и косослоистые, послойно окрашенные в малиново-красные, розовые, розовато-серые, серовато-розовые, и светло-, иногда зеленовато-серые цвета. Окраска, как правило, становится более темной в направлении сверху вниз по разрезу. Структура песчаников псаммитовая, реже алевропсаммитовая, с элементами зубчатой, гранобластовой и катакластической.

Текстура слоистая, линзовидно- и косослоистая, реже пятнистая, струйчатая и сланцеватая. Встречаются также текстуры слоистости прибрежного, приустьевого и речного типа, а также следы капель дождя, струек стекания, трещины усыхания, знаки ряби, текстуры нагрузки, микроползней, автобрекчий, наползания, заполнения, следы микросдвигов, смятия, брекчирования, следы жизнедеятельности червей (Гарбар, 1968, 1969) и т. д. Особенно большое количество текстур отмечается в Ровском карьере на р. Свири.

Обломочный материал составляет в песчаниках 55—97% (преимущественно 85—90%) и представлен обломками диаметром 0,1—1,5 мм, (чаще 0,2—0,5 мм) кварца (40—94%), микрокварцитов (1—4%), реже пелитизированных полевых шпатов (до 1—2%), единичными обломками эпидотизированных эффузивов, турмалина, граната, кремнисто-глинистых сланцев, еще реже — пироксенов, клиноцоизитов, карбоната (доломита). Степень окатанности от низкой до хорошей и находится в прямой зависимости от размеров обломков (чем крупнее обломки, тем выше степень их окатанности). Сортированность обломочного материала средняя. Обломки кварца часто окружены регенерационными кварцевыми, реже глинисто-железистыми каймами. В обломках часто встречаются включения акцессорных и рудных минералов, микролейсты слюды.

Акцессорные минералы представлены цирконом, рутилом, апатитом, сфеном (часто лейкоксенизированным), монацитом, ортитом, реже встречается гранат. Из аутигенных минералов отмечаются кварц, тремолит, карбонат, хлорит, лейкоксен. Рудные минералы представлены магнетитом, реже — пиритом.

Цемент песчаников по типу заполнения поровый, базальный, пленочный, соприкосновения и регенерационный; по составу — глинисто-слюдистый (реликты), кремнисто-серицитовый, слюдисто-хлоритовый, реже карбонатный (как отмечено выше, песчаники с карбонатным цементом слагают строго определенную папку), эпидот-серицит-кремнистый, вблизи с интрузией габбро-долеритов силлиманитовый, и наиболее широко распространенный — кварцевый. По времени образования к первичным цементам надо отнести глинистый; несколько более поздний — кремнисто-серицитовый и карбонатно-кремнисто-серицитовый; вторичный — регенерационный кварцевый, а также эпидот- и силлиманитсодержащий цемент — в экзоконтактах интрузии габбро-долеритов. Песчаники несут следы многочисленных проявлений тектогенеза. Они разбиты несколькими сериями микро- и макротрещин разного возраста, частично залеченными кварцем и окислами железа.

Кварцевые песчаники в разрезе чередуются с кварцито-песчаниками и кварцитовидными песчаниками, которые составляют около 20—25% от общей вскрытой мощности пород и отличаются от вышеописанных песчаников лишь большей степенью метаморфизма. При этом отмечается, что увеличение количества и мощности прослоев кварцито-песчаников в разрезе находится в прямой зависимости: от степени удаления их от контактов с интрузией габбро-долеритов (чем ближе к интрузии, тем более окварцованы песчаники); от наличия и мощности прослоев глинистых сланцев — последние при метаморфизме, по-видимому, играют роль амортизаторов, снимая часть нагрузки, лежащейся

на компетентные породы; от глубины залегания пород в разрезе: чем ниже по разрезу, тем более метаморфизованы песчаники.

С развитием метаморфизма в песчаниках связано появление таких вторичных текстур, как зубчатая, гранобластовая, регенерационная и катакластическая.

В кварцито-песчаниках (в основном в низах свиты) встречаются прослой и линзы конгломератов мощностью до 0,5 м.

Конгломераты образованы гальками кварца и в значительно меньшей степени — сланцев. Окатанность гальки средняя и хорошая. Количество галечного материала в направлении сверху вниз возрастает от 20—30 до 80—90%. Цементирующая масса конгломератов представлена кварцевым песчаником с серицито-кварцевым цементом. По составу и условиям залегания конгломераты могут быть отнесены к типу внутрiformационных. Кварцевые песчаники и кварцито-песчаники образуют прослой мощностью от 1—2 мм до 0,1—0,2 м и пачки мощностью до 50—80 м, ритмично чередуясь при этом с прослоями и пачками сланцев. Мощность ритмов от 3—5 см до 4—8—12 и даже до 100—120 м.

Сланцы серицито-кремнистые (вблизи с интрузией габбро-долеритов содержат эпидот), составляют 10—15% от общей мощности вскрытой части разреза. Это плотные, крепкие породы с тонкой листовой слоистостью, окрашены в красновато-бурый, кирпично-красный, темно-бурый и зеленовато-серый цвет. Обычно сланцы встречаются в виде маломощных (мощность от 0,2—0,3 до 3—5 см) прослоев в пачках переслаивания с песчаниками. И лишь в средней «карбонатсодержащей» пачке они образуют сравнительно мощные (до 5—10 см) прослой, составляя при этом до 60% мощности разреза пачки.

Сланцы имеют нематобластовую и микролепидобластовую структуру и сланцеватую текстуру. Размер минералов основной массы 0,01—0,03 мм. В основной массе встречаются мелкие обломки кварца и акцессорных минералов. В минеральном составе основной массы до 40% серицитового вещества; 50—60% составляет кремнистая масса; 1—3%, редко 5% — рудное вещество; как правило, в сланцах присутствует, хотя и в незначительном количестве, карбонатное вещество. В зоне экзоконтакта с интрузией габбро-долеритов в сланцах развиваются минералы группы эпидота (до 60%), илдингистовая слюдка (до 50%), и сланец из кремнисто-серицитового переходит в эпидот-хлорит-серицит-кремнистый.

Зона экзоконтактового воздействия и в песчаниках, и в сланцах не превышает 20 м, обычно составляет 10—15 м.

Сланцы, как и песчаники, развиты большим количеством микро- и макротрещин, часть из которых выполнена кварцем, реже (микротрещины) рудным веществом.

Петро- и геохимические исследования пород шокшинской свиты (Гарбар, 1968 г.) позволяют заключить следующее:

1. Распределение подавляющего большинства элементов в породах свиты подчиняется логнормальному закону.
2. Содержания почти всех элементов в породах разреза обычно ниже кларкового (по А. П. Виноградову), исключением являются Ni и Zn, содержание которых в породах разреза выше кларкового.
3. В зоне экзоконтакта с интрузией габбро-долеритов в песчаниках постоянно увеличивается содержание Ti, Mn, Pb, Cr, Ga, Ni и Co, достигая в ряде случаев значений $c+3s$.
4. Содержания TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO, MgO, K_2O и P_2O_5 обычно заметно возрастают в породах средней «карбонатсодержащей» пачки,

в зонах экзоконтактов с интрузией габбро-долеритов и в зонах выветривания (см. рис. 8).

Состав, структурно-текстурные и геохимические особенности образований шокшинской свиты позволяют сделать некоторые выводы об условиях осадконакопления и характере формирования этих отложений (Галдобина, 1958; Гарбар, 1968 г.):

1. Судя по незначительным величинам таких модулей, как $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$; $\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$; $\frac{Al_2O_3}{K_2O}$; $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$ и $\frac{K_2O + Na_2O}{TiO_2}$ (Д. И. Гарбар, 1968 г.), накопление осадков шокшинской свиты происходило в эпиконтинентальных условиях.

2. Проведенные Д. И. Гарбаром специальные расчеты приближенных количественных характеристик бассейна осадконакопления свидетельствуют о том, что глубина бассейна, в котором накапливались песчаники, несущие знаки ряби, не превышала 5—10 м; размеры всего бассейна (расстояния между берегами) исчислялись тысячами километров. Видимо, вследствие огромных размеров бассейна, параметры поверхностных волн, скорость ветра и т. д. достигали весьма значительных величин.

3. Наличие трещин усыхания, следов стекания струек воды и ряда других механоглифов и биоглифов, с одной стороны, и присутствие остатков микрофитолитов, реликтов карбонатного цемента и прослоев сланцев — с другой свидетельствуют о том, что режим бассейна постоянно менялся, при этом дно его временами осушалось, а временами погружалось так глубоко, что бассейн становился открытым.

4. Наличие следов дельтовой и речной слоистости свидетельствует о том, что в процессе осадконакопления в шокшинское время определенную роль играли реки.

5. Накопление осадков происходило в условиях высокой гидродинамической активности (микроползны, следы взмучивания и т. д.), а характер и очертания береговой линии постоянно менялись (перекестная рябь и т. д.).

6. Осадконакопление происходило в условиях свободного доступа кислорода, о чем свидетельствует преобладающая красно-бурая и розоватая окраска пород. По данным определения коэффициентов А. Б. Ронова $\alpha = \frac{Mg \cdot 100}{MgO + CoO} \alpha = 2,5—50\%$, редко 80—96% (Д. И. Гарбар, 1968 г.), соленость бассейна была близка к средней.

7. Наличие большого количества захороненных текстур свидетельствует о быстром погружении дна бассейна. Однако при этом территория испытывала ритмические колебания, о чем говорят неравномерное распределение текстур в разрезе, наличие следов микро-, мезо- и макроритмов.

Подводя итоги, можно сказать, что накопление осадков происходило в условиях окраины континентального массива и имело в общем субплатформенный характер.

Что касается вопроса о провинциях сноса, то надо сказать, что их было, по-видимому, несколько, и расположены они были скорее всего на северо-западе.

История диагенетических и эпигенетических преобразований пород шокшинской свиты, а также характер их метаморфизма (регионального и контактового), тектогенеза и гипергенеза весьма близки к характеру этих процессов, отмеченному для пород петрозаводской свиты. Это вполне естественно, если учесть, что составы их сравнительно

близки, а история развития, особенно в эти периоды, совпадает как по месту, так и по времени.

По литолого-петрографическим особенностям с иотнийскими образованиями Юго-Западного Прионежья, как отмечено выше, можно условно сопоставить пачку метаморфизованных и сильно дислоцированных песчаников, залегающих под толщей верхнерифейских отложений в Крестецком прогибе и вскрытых скважиной 2-р в интервале глубин 1830,0—1835,45 м (Гейслер, 1960 г.).

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (ПОСТИОТНИЙСКИЕ) МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Верхнепротерозойские магматические образования, отнесенные к комплексу долеритов и габбро-долеритов, в пределах описываемой территории известны в основном на крайнем севере Ленинградской области — в районе Юго-Западного Прионежья. Они представлены комплексом гипабиссальных пород, известных под общим названием «западно-онежских габбро-долеритов (габбро-диабазов)», и связанными с ними жильными образованиями.

С «западноонежскими габбро-долеритами» сопоставляются и породы основного состава, встреченные в результате бурения в Новгородской области в пределах Крестецкой впадины.

История изучения верхнепротерозойских основных пород района тесно связана с изучением вмещающих их осадочных образований иотнийской серии верхнего протерозоя, в связи с этим в настоящем очерке она будет освещена кратко.

Основным породам Западного Прионежья посвящены работы Н. Я. Озерецковского (1792), Г. Гельмерсена (1860), А. А. Иностранцева (1877), М. Н. Миклухо-Маклая (1889), Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1888, 1889, 1934), В. Вааля (1908), П. А. Борисова (1910), В. М. Тимофеева (1935) и др. Изучению геологии и петрологии всего комплекса иотнийских основных пород Южной Карелии посвятил ряд своих работ К. О. Кратц (1947, 1950, 1954, 1959, 1960), который впервые провел комплексное исследование этих магматических образований. Механизм внедрения основных пород района исследовал в ряде своих работ А. А. Полканов (1953, 1955.). Значительно расширились представления о составе, характере дифференциации магмы и возможностях использования основных пород Западного и Юго-Западного Прионежья в качестве строительного материала в результате работ А. А. Розенкранц (1953 г.), А. П. Мартынова (1961, 1965 гг.), В. А. Шкворова (1961 г.) и Б. Н. Шустова (1963 г.). В последнее время З. А. Ушаковой (1967 г.) дано интересное сопоставление западноонежских магматических образований с образованиями трапповой формации Русской платформы.

Изучением состава, морфологии, условий залегания и геохимических особенностей верхнепротерозойских основных пород района Юго-Западного Прионежья и бассейна Свири занимался Д. И. Гарбар (1965 г., 1967, 1968 г., 1969). Из зарубежных исследователей большое внимание к изучению основных пород верхнего протерозоя Юго-Западного Прионежья проявлял П. Эскола (1920, 1925, 1967). Верхнепротерозойские основные породы, встреченные в разрезе Крестецких опорных скважин, изучались А. Н. Гейслером (1954 г.).

Гипабиссальные образования вскрыты в скважинах 6, пос. Нила; 14, пос. Вознесенье; 2/V, д. Яшозеро; 3, пос. Пай; 5, 5а, бывший поселок Остречины; 8, д. Заозерье (Д. И. Гарбар, 1965, 1968 гг.), а также в обнажениях карьера Щелейки, пос. Пролетарская Сторона (юго-за-

падное побережье Онежского озера), мыса Кальяжка, о. Каменный и в районе бывшей пристани Остречины (верхнее — среднее течение р. Свири).

За пределами описываемой территории они известны в районе г. Петрозаводска, поселков Пряжи, Шелтоозеро, Ропручья и т. д. (К. О. Кратц, 1947—1953 гг.; Мартынов, 1961, 1965 гг.; Экман, 1964 г. и др.). С ними сопоставляются также гипабиссальные и дайковые образования Северо-Восточного Приладожья, Валаамского архипелага и Восточного Прионежья (Кратц, 1947, 1953 гг., 1960).

Западноонежские габбро-долериты залегают в толще иотнийских кварцито-песчаников и сланцев в виде пластовосекущего силлообразного тела с истинной мощностью 166,5 м — в разрезе скв. № 5^а бывшего пос. Остречины и 185,4 м — в разрезе скв. № 2/IV, д. Яшозеро.

Макроскопически гипабиссальные образования западноонежского интрузивного комплекса это полнокристаллические породы (кроме зон эндоконтактов и кор выветривания), плотные, крепкие, окрашенные в серый цвет с различными, в зависимости от количества темноцветных минералов, оттенками. Исключением являются породы, затронутые процессами выветривания (скважины 14, 3) и окрашенные в пестрые цвета.

По химическому составу и структурно-текстурным особенностям среди них выделяются долериты, габбро-долериты, кварцевые долериты и габбро-долериты, оливиновые долериты и долериты с микропегматитом, роговообманковые и двупироксеновые долериты, миндалякокаменные базальты и гиалобазальты. Преобладают долериты. Все породы встречаются в едином разрезе и связаны постепенными переходами.

Структуры пород офитовая, габбро-офитовая, реже — пойкилоофитовая, мелко-среднекристаллическая с элементами микро-габбропегматитовой и призматически-зернистой; в зоне эндоконтактов — микрокристаллическая (до афанитовой). Текстуры — массивная, реже шпировая, трахитоидная, полосчатая, линейная, микропегматитовая.

Основные породообразующие минералы представлены плагиоклазом (лабрадор — битовнит), пироксеном (клино- и ортопироксен), оливином (спорадически) и амфиболом (бурая, реже зеленая роговая обманка); второстепенные — биотит, кварц (обычно встречается в микропегматитовом сростании с альбитом), щелочные полевые шпаты, редко — селадонит (скв. 8, д. Заозерье). Акцессорные минералы — апатит и сфен; рудные — магнетит, пирит, халькопирит (в сростании с пирротином), пирротин, сфалерит и пентландит. Все перечисленные минералы распределены в породе крайне неравномерно (атакситовая текстура), что иногда отчетливо наблюдается непосредственно в шлифах. Вторичные минералы представлены лимонитом, хлоритом, тальком, альбитом, актинолитом, эпидотом, пренитом, соссюритом, серпентинитом, карбонатом, минералами группы каолина и сульфидами II генерации. Последние развиты в породах слабо и приурочены в основном к зонам выветривания и трещинным зонам.

Между отдельными разновидностями интрузивных образований наблюдаются постепенные переходы, что отнюдь не означает отсутствия в интрузии признаков дифференциации. Подобная дифференциация наблюдается весьма отчетливо и выражается: 1) в постепенном увеличении содержания в породе рудных и темноцветных минералов в направлении сверху вниз; 2) в развитии кварцсодержащих разностей, преимущественно в верхних частях интрузивного тела; 3) в сравнительно закономерном распределении тяжелых элементов в разрезе и т. д.

Как отмечено выше, описываемые магматические образования залегают в толще иотнийских осадочных образований.

Характер экзоконтактных воздействий описан в соответствующем разделе «Стратиграфии».

Эндоконтактные изменения проявились в основном в уменьшении размеров кристаллов породообразующих минералов, в их неполной раскристаллизации, в увеличении содержания SiO_2 в породах, в образовании порфириовидных структур, миндалекаменных текстур и т. д. Петрохимически (расчет производился по методу Т. Барта, 1948, 1955), эндоконтактные изменения выразились в увеличении содержания K (+2+5), Mg (до +20), Fe^{3+} (до +10), Ti (+2+3); в уменьшении содержания Ca (—10—20) и Fe^{2+} (до —20). При этом надо отметить, что зона эндоконтакта (и в висячем, и в лежащем боку), не превышает 10—15 м.

Строение интрузии габбро-долеритов отчетливо определяется первичными текстурами течения — полосатостью, трахитоидностью, линейностью, а также первичными трещинами (Кратц, 1953 г.; Гарбар, 1965, 1968 гг.).

Сопоставление изученных разрезов гиабиссальных образований дает основание выделить в них две группы: к первой относятся породы, вскрытые в разрезах скажин 2/V, Яшозеро; 3, пос. Пай; 5—5а, район бывшего пос. Остречины; 14, пос. Вознесенье; ко второй — породы разреза, вскрытого в скв. 8, д. Заозерье. Сравнительная характеристика структурных и минералогических особенностей пород, вскрытых в разрезах каждой группы, приведены в табл. 3. Большинство из отмеченных в таблице особенностей может быть обусловлено различным характером и интенсивностью наложенных поздние и постмагматических процессов, которые значительно более развиты в породах I группы, а также различным структурным положением разрезов (см. рис. 6).

Несмотря на различия все магматические образования, вскрытые в изученных разрезах района, принадлежат к единой группе габбро-долеритов и обладают рядом сходных черт. Об этом свидетельствует и сходство их химических составов (табл. 4) и петрохимических характеристик (рис. 10).

Касаясь вопроса о количестве интрузивных залежей в иотнийских образованиях района, можно сказать, что разрезы габбро-долеритовой интрузии, вскрытые в скважинах 2/V, 3, 5, 5а, 14 и в обнажениях мыса Кальяжка, о. Каменного и т. д., скорее всего принадлежат одному интрузивному телу. Об этом свидетельствует и близость состава пород, и сходство структурно-текстурных характеристик, и удивительно постоянная (для такой значительной площади) мощность интрузии, и ряд других сходных черт.

Что же касается пород второй группы (скв. 8, д. Заозерье), то их отличия могут быть связаны как с особым положением разреза в структурном плане региона, так и с кристаллизационной дифференциацией магмы. Однозначного ответа на этот вопрос пока нет. Возможно, что они связаны с другой интрузивной залежью верхнепротерозойского магматического комплекса.

Рассматриваемые гиабиссальные образования несут на себе многочисленные следы воздействия поздние и постмагматических процессов, которые выражаются в наличии микро- и макротрещин, закрытых и открытых, полых и выполненных прожилками разного состава; микро- и макросмещений с амплитудами от долей сантиметров до сотен метров (Гарбар, 1967) и в проявлениях неоднократного катаклаза и брекчирования.

В габбро-долеритах отчетливо выделяются три системы трещин (К. О. Кратц, 1953 г.; Д. И. Гарбар, 1965, 1968 гг.): а) трещины, проходящие в основном согласно с простиранием пород — субгоризонталь-

Сравнительная характеристика габбро-долеритов, вскрытых буровыми скважинами. По Д. И. Гарбару (1965, 1968 гг.)

№ скважин	Структура пород	Главные минералы				Второстепенные минералы			
		плаггиоклаз 40—50%	Пироксены		оливин	роговая обманка	биотит 1—2%	селадонит	кварц и микро- пегматит
			клинопиро- ксен	ортопироксен					
I группа скв. 2/V, 3, 5, 5а, 14	Офитовая, габбро-офито- вая, пойкило- офитовая, реже габбро-пегма- титовая	Битовнит до альбита	Пижонит	Гиперстен	Обнаружен лишь в ни- зах разре- зов	Содержание изменчиво, но встречается повсеместно	Встречается повсеместно в значитель- ных количе- ствах	Отсутствует	Встречается практически повсеместно
II группа скв. 8	Габбро-офи- товая с элементами пойкилоофи- товой	Лабрадор- битовнит	Пижонит	Гиперстен	Встречается повсеме- стно	Встречается повсеместно	С глубиной содержание ее увеличи- вается	Встречается повсеместно в различных количествах	Встречается практически повсеместно
№ скважин	Акцессорные и рудные		Вторичные		Проявления катаклаза		Экзо- и эндоконтакты		
I группа скв. 2/V, 3, 5, 5а, 14	Апатит, магнетит, ти- таномagnetит, сульфиды		Лимонит, карбонат, эпидот, хлорит, альбит, соссюрит		Следы катаклаза, за- маскированные вторич- ными процессами		Вмещающие породы слабо орого- викованы. Долериты в эндоконтакте, полнокристаллические, мелкокри- сталлические		
II группа скв. 8	Апатит, магнетит, сульфиды		Хлорит, соссюрит, актинолит		Следы катаклаза и брекчирования		Песчаники превращены в бухит В эндоконтакте — гиалобазальт		

ные; б) простирающиеся в северо-западном направлении (СЗ 320—350°), перпендикулярные к полосчатости и линейности, падение их субвертикальное; в) простирающиеся в восток-северо-восточном направлении (40—85°), субвертикальные. Часть трещин выполнена прожилками и жилами.

Жильные образования, мощность которых колеблется в пределах от долей миллиметра до 1,0—1,5 м, могут быть разделены на две

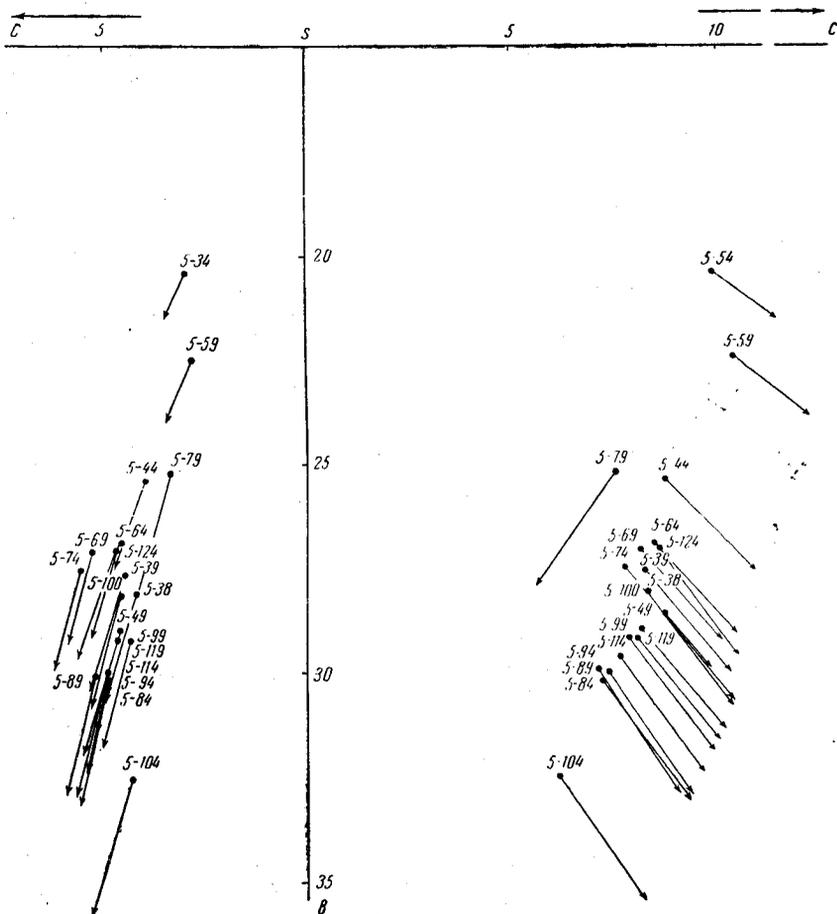


Рис. 10. Диаграмма А. Н. Заварицкого для химического состава пород Западноонежской интрузии габбро-долеритов. Д. И. Гарбар (1959 г.)

группы: а) гранофиры (аплиты) и близкие к ним образования и б) кварцевые и карбонатно-кварцевые прожилки.

Жильные образования первой группы по составу имеют много общего с породами интрузивного комплекса габбро-долеритов и, по мнению Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1888, 1889, 1934), С. В. Яковлева (1905) и К. О. Кратца (1950 г., 1953 г.), связаны с остаточными расплавами — растворами габбро-долеритовой магмы. На контактах жильных и гипабиссальных образований нередко наблюдаются оторочки (мощностью от нескольких миллиметров до 1—3 см) гибридной породы, имеющей переходный (от аплитов к долеритам) состав и реликтовую структуру долеритов.

**Результаты химических анализов (выполнены в Центральной химической
и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому**

Компоненты	Обр. 5-38	Обр. 5-39	Обр. 5-44	Обр. 5-49	Обр. 5-54	Обр. 5-59	Обр. 5-64	Обр. 5-69	Обр. 5-74
	Глубина отбо								
	85,3	86,0	96,0	106,0	116,0	128,0	136,0	146,0	156,0
SiO ₂	51,00	50,60	51,32	48,92	54,94	54,20	50,82	50,16	49,68
TiO ₂	2,41	2,41	2,30	2,96	1,93	2,81	2,61	2,50	2,38
Al ₂ O ₃	12,07	12,77	12,25	12,71	12,44	11,81	12,72	13,76	13,72
Fe ₂ O ₃	4,60	4,72	4,63	4,27	2,52	2,25	4,27	4,79	4,93
FeO	11,35	11,35	11,32	12,59	13,79	13,16	11,93	11,61	11,12
CaO	8,35	8,22	8,01	8,57	5,59	5,94	8,18	8,86	9,19
MgO	4,27	4,19	3,38	4,43	1,47	2,01	3,67	3,59	3,95
K ₂ O	1,28	1,40	1,48	1,08	2,20	2,10	1,16	1,04	0,94
Na ₂ O	2,90	2,80	2,90	2,86	3,20	3,30	3,00	3,00	2,80
П.п.п.	1,20	1,16	1,39	1,12	1,40	1,40	1,20	1,09	1,20
С у м м а	99,43	99,62	98,98	99,51	99,48	98,98	99,56	100,4	99,91
H ₂ O		Не обнаружено			0,05	Не обн.	0,13	Не обн.	0,02
<i>s</i>	59,6	59,9	61,0	58,4	66,8	64,4	60,2	59,6	59,4
<i>a'</i>	8,2	8,2	8,7	8,1	9,8	10,3	8,4	8,1	7,7
<i>c</i>	4,1	4,4	3,9	4,5	3,0	2,8	4,5	5,2	5,4
<i>b'</i>	28,1	27,6	26,4	29,0	20,4	22,5	26,9	27,1	27,5
<i>Q</i>	-1,3	1,2	0,7	-3,9	11,0	5,4	-0,9	-2,2	-2,0
<i>a : c</i>	2,0	1,9	2,2	1,8	3,2	3,6	1,9	1,5	1,4
<i>c'</i>	21,9	20,2	22,3	20,5	16,2	19,6	20,8	21,1	21,6
<i>m'</i>	25,7	25,8	21,9	25,7	11,7	15,3	23,3	22,6	24,5
<i>f'</i>	52,3	54,0	55,8	53,8	71,4	65,1	55,9	56,3	53,9
<i>h'</i>	78,3	75,0	74,6	79,6	69,3	70,6	78,6	81,3	81,0
<i>φ</i>	13,9	14,4	15,1	12,7	10,2	8,5	13,8	15,2	15,1
<i>t</i>	3,4	3,4	3,4	4,4	2,3	3,7	3,8	3,5	3,5
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>b</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$\frac{a'+c'+Q}{b}$	2,28	2	2	2,3	0,85	1,21	2	2	2,1
$\frac{m'+b'}{c'}$	19	18	15	17,66	27,7	28,7	17,6	15	14,5
$\frac{m'}{f'}$	0,49	0,49	0,61	0,47	0,16	0,23	0,41	0,4	0,45
Кф	75	79	82	79	91	88	81	82	80
FeO : MgO	2,65	2,70	3,34	2,84	9,38	6,54	3,25	3,23	2,81

Жильные образования второй группы отвечают низкотемпературному режиму уже консолидировавшейся интрузии. Они содержат измененные реликты вмещающих пород и по времени образования являются постмагматическими. Приконтактные изменения в этом случае незначительны и в экзоконтакте выражаются в слабом осветлении долеритов за счет привноса в них SiO₂, а в эндоконтакте — в приобретении жильной породой более темной окраски. Мощность зон приконтактных изменений — доли миллиметра.

Переходя к вопросу о генезисе интрузии, можно сказать, что близость составов и наличие сходных особенностей в отдельных разновидностях интрузивных пород позволяют согласиться с мнением К. О. Крат-

Таблица 4
лаборатории СЗТГУ) пород Западноонежской интрузии габбро-долеритов (в %) (Гарбар, 1968 г.)

Обр. 5-79	Обр. 5-84	Обр. 5-89	Обр. 5-94	Обр. 5-99	Обр. 5-104	Обр. 5-109	Обр. 5-114	Обр. 5-119	Обр. 5-124
ра проб, м									
166,0	176,0	186,0	196,0	206,0	216,0	226,0	236,0	246,0	254,8
50,24	49,42	49,30	49,48	50,12	49,36	50,82	49,50	50,20	50,34
2,04	2,02	2,18	2,35	2,20	2,39	2,02	2,20	2,20	2,41
14,74	12,77	12,96	12,57	13,02	10,91	12,84	12,49	12,55	12,84
4,00	4,47	4,99	4,82	4,60	4,27	4,02	4,76	5,23	6,72
10,57	11,29	11,21	11,44	11,35	12,73	11,21	11,64	11,00	8,74
9,19	9,36	9,25	9,13	9,08	9,30	8,85	8,97	8,97	8,47
4,19	5,36	5,28	5,32	4,84	6,09	4,68	4,87	4,64	4,26
1,00	0,82	0,88	0,88	0,96	0,96	1,14	1,12	1,14	1,20
2,80	2,70	2,60	2,70	2,90	2,20	2,90	2,70	2,90	2,80
1,21	1,20	1,20	1,10	1,16	1,10	1,06	1,09	1,10	0,96
99,98 Не обн.	99,41 0,13	99,85	99,79	100,23	99,31 0,14	99,54 0,04	99,34 0,10	99,93 Нет	98,74 0,46
Не обнаружено									
64,0	57,8	57,8	57,9	58,4	57,2	59,2	58,1	58,5	59,9
7,5	7,2	7,1	7,3	7,8	6,1	8,2	7,6	8,0	8,5
3,3	4,8	5,1	4,8	4,6	4,2	4,5	4,6	4,3	4,6
25,2	30,2	30,0	30,0	29,2	32,5	28,1	29,7	29,2	27,0
9,7	-3,6	-3,7	-3,6	-3,4	-2,0	-2,5	-3,6	-3,0	-1,8
2,3	1,5	1,3	1,5	1,7	1,4	1,8	1,4	1,8	1,8
—	21,7	20,5	20,6	21,9	21,4	22,2	21,4	22,3	21,0
27,6	30,2	30,0	30,0	27,7	31,1	28,0	27,6	26,5	27,0
52,3	48,1	49,5	49,4	50,4	47,5	49,8	51,0	51,0	52,0
80,3	83,0	80,8	81,5	81,7	77,0	79,9	78,6	79,0	77,6
13,9	12,6	14,1	13,5	13,5	10,9	12,1	13,6	15,3	21,3
2,6	2,9	3,3	3,4	3,2	2,3	2,9	3,3	3,2	3,4
20,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,2	2,5	2,46	2,48	2,35	3,15	2,21	2,43	2,37	2
24	16,3	15,4	16,3	17	18,7	17,2	17	18	17,4
0,53	0,63	0,6	0,6	0,55	0,65	0,56	0,54	0,5	0,5
79	74	75	75	73	73	76	77	77	77
2,52	2,10	2,12	2,15	2,34	2,09	2,39	2,39	2,58	2,51

ца о том, что «магма, давшая начало иотнийской диабазовой (долеритовой) формации Юго-Западной Карелии, была близка кварцевому диабазу (за исключением летучих). Кристаллизация и дифференциация магмы происходила почти на месте современного залегания этих пород. Температура кристаллизации магмы менялась в пределах от 1150 до 500° С и ниже» (Кратц, 1953 г.).

Кристаллизация магмы происходила в движении во время заполнения ею межпластовых пространств. На это указывает конформное строение интрузии.

Постепенные переходы между различными типами пород свидетельствуют об их сингенетическом происхождении. К. О. Кратц объясняет

это «кристаллизационной дифференциацией магмы путем фракционирования». При этом «эволюция основной магмы была направлена к гранитному (аплитовому) конечному продукту» (Кратц, 1953 г.). Об этом же свидетельствуют и соотношения $FeO : MgO$; $a : c$ и коэффициент фракционирования (см. табл. 4, рис. 11). Подобное обогащение железом нижних частей интрузии, а легкоплавкими кислыми продуктами — остаточных расплавов имеет место в интрузиях трапповой формации Русской платформы (Ушакова, 1967 г.), Инсизива и Элефант-Хед в Южной Африке (Уокер, Польдеваарт, 1950) и в Сибири (Золотухин, Васильев, 1967).

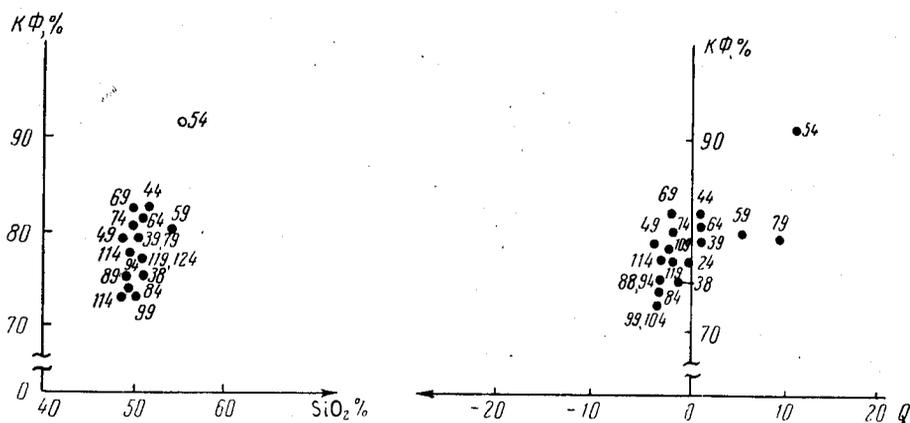


Рис. 11. Диаграммы, связывающие железистость (коэффициент фракционирования), кремнистость и насыщенность кварцем пород Западноонежской интрузии габбро-долеритов. Д. И. Гарбар (1969 г.)

Характеризуя по методу Т. Барта (1948, 1955) химизм процесса кристаллизации магмы (Гарбар, 1968 г.), надо отметить, что он отличался обогащением остаточного расплава K (+8+14), Fe^{3+} (+3+5) и Si (до +50) и обеднением его Mg (до -45) и Fe^{2+} (-3-5).

Как показывают геохимические исследования, в процессе кристаллизации расплава в нижних и центральных частях интрузии концентрировались такие «тяжелые» элементы, как Cr , Ni , V , Cu , и Co ; с процессами эндоконтактового метаморфизма и выветривания связано увеличение в породах содержания Ba , Mn , Mo , J , Zn , Zr , Sr , Sb .

Приведенная выше характеристика магматических образований комплекса верхнепротерозойских долеритов и габбро-долеритов позволила наметить следующие этапы становления интрузии (Кратц, 1953 г.; Гарбар, 1968 г.):

I этап — внедрение долеритовой магмы в толщу литифицированных осадочных образований иотнийского возраста. При этом в результате дифференциации расплава низы интрузии обогащались оливином.

II этап — консолидация интрузии в условиях слабой кристаллизационной дифференциации. В этот этап образовались основной плагиоклаз (битовнит), оливин, клино- и ортопироксен, а также происходило (в результате некоторого изменения состава магмы) частичное замещение оливина и гиперстена клинопироксеном, а клинопироксена амфиболом и реже биотитом.

III этап — в связи с охлаждением (и сжатием) пород, а главное, в связи с возобновлением тектонической активности региона, нарушилась целостность консолидированной интрузии.

IV этап — освободившиеся в результате дифференциации и кристаллизации магмы остаточные расплавы — растворы, обогащенные SiO_2 , щелочами и летучими, циркулировали по ослабленным зонам, воздействуя на еще не остывшие окончательно основные породы. Протекавшие при этом реакции привели к деанортизации плагиоклаза, к замещению оливина и гиперстена клинопироксеном, амфиболом, селадонитом и биотитом, а также к образованию микропегматитов. Этап может быть охарактеризован как позднемагматический — автометаморфический.

V этап — в этот постмагматический этап происходило изменение пород (в основном по ослабленным зонам), вызванное циркуляцией гидротермальных растворов и приведшее к образованию таких минералов, как хлорит, эпидот, тальк, пренит, серпентин, магнезит, актинолит, карбонат, кварц (II генерации) и сульфиды (II генерации).

VI этап — в послепротерозойское время в результате неоднократных тектонических движений часть пород была выведена на дневную поверхность и подверглась воздействию процессов выветривания, в результате чего на долеритах сформировалась каолининовая кора выветривания (Гарбар, 1965, 1968 гг.), мощность которой иногда превышает 18—20 м (скв. 3, пос. Пай; скв. 14, пос. Вознесенье).

По данным петро- и геохимических исследований, каолинизация долеритов сопровождалась повышением содержания в породах K, Fe^{2+} , Al, Si, Mg, P, H_2O , а также уменьшением содержания Ca, Fe^{2+} и Na. В дальнейшем в результате развития процессов предверхнерифейской — предчетвертичной денудации и эрозии часть интрузивных пород (или, скорее, кор выветривания по ним) была уничтожена.

Касаясь вопроса о механизме внедрения расплавов в толщу литифицированных пород иотния, можно присоединиться к мнению К. О. Кратца (1953) и А. А. Полканова (1955) о том, что «при образовании иотнийской синеклизы должны были возникнуть напряжения, разрядившиеся в создании ряда субпластовых ослабленных зон. Магма, интродуцировавшая по трещинам северо-западного направления, приуроченным к осевой части синклиналиного погружения, в своем движении вверх по расколу достигла ослабленной субпластовой зоны и заполнила ее, так как сопротивление вертикальной составляющей в этом случае было больше, нежели сопротивление боковых составляющих, действовавших в плоскости потенциальной делимости пород», т. е. в плоскости субпластовой ослабленной зоны.

Как отмечено выше, в поле развития иотнийских образований Юго-Западного Прионежья отмечается ряд локальных магнитных аномалий ($\chi = 400\text{—}1000\gamma$) типа Гонгинской, Крестнозерской и т. д. Площадь каждой из них 5—10 км². До 1960 г. считалось, что они, как и известная Шимозерская магнитная аномалия, обязаны своим происхождением железистым кварцитам. В 1965 г. Д. И. Гарбар и Л. Г. Кабаков на основании анализа физических полей района и физических свойств пород, высказали предположение о том, что аномалии этого типа обязаны своим происхождением нектообразным телам основного — ультраосновного состава.

В 1960—1967 гг. в районе одной из таких аномалий — Крестнозерской была пробурена скважина (№ 10, пос. Тумазинский Леспромхоз), которая прошла в зоне экзоконтакта интрузии. Характер экзоконтактовых изменений вмещающих пород петрозаводской свиты подтвердил правильность высказанного предположения о составе пород, вызывающих отмеченную аномалию. Необходимо лишь добавить, что весьма возможна связь между субвертикальными трещинными зонами, по которым магма проникала к субпластовым ослабленным зонам, и некто-

образными интрузивными телами основного — ультраосновного (?) состава, предполагаемыми на месте локальных магнитных аномалий типа Гонгинской и Крестнозерской (Гарбар, Кабаков, 1965, 1968 гг.).

Если учесть особенности кристаллизационной дифференциации магмы основного — ультраосновного состава и сопоставить имеющиеся факты с особенностями рудных траппов Сибирской платформы, то можно поставить вопрос о перспективности нижних частей интрузий и особенно их подводящих каналов в отношении поисков таких рудных полезных ископаемых, как Ti, Ni, Cu и др.

Говоря о возрасте пород интрузивного комплекса, надо отметить, что внедрение их в толщу уже литифицированных образований иотния обуславливает нижний возрастной предел времени их образования — конец верхнего протерозоя. Что касается верхнего возрастного предела, то определенных данных о нем нет. Однако тот факт, что на описанные магматические образования с размывом и корами выветривания залегают осадки гдовского и котлинского горизонтов, свидетельствует о до-верхнерифейском возрасте интрузий. Что касается абсолютных датировок, то они варьируют в столь широких пределах — от 1600 до 1800—1900 млн. лет (Герлинг, Лобач-Жученко и др. 1964 г; Виноградов, Тугаринов, 1964 г.), что применение их с целью определения возраста интрузивных образований в настоящее время весьма затруднительно. З. Г. Ушакова (1967 г.) на основании сопоставления западноонежских магматических образований с трапповыми образованиями Русской платформы и Сибири отнесла их к рифейской трапповой формации Русской платформы.

Образования западноонежского интрузивного комплекса в настоящее время используются в качестве строительного и реже облицовочного материала. Однако результаты специальных технологических исследований (Мартынов, 1961 г.) позволяют поставить вопрос о расширении сфер использования габбро-долеритов в камнелитейной промышленности. Помимо задач дополнительного использования габбро-долеритов в народном хозяйстве, среди нерешенных проблем следует отметить такие, как проблема поисков корневых систем западноонежских интрузий и связанных с ними рудных полезных ископаемых, определение количества интрузивных тел, их положения в пространстве и возраста интрузий.

Как отмечалось выше, с верхнепротерозойскими основными породами Юго-Западного Прионежья сопоставляются диабазы, встреченные в низах Крестецкого разреза (А. Н. Гейслер, 1954 г.). Крестецкие диабазы пройдены скважинами 1-Р и 2-Р в интервалах 1627—1648,5 м (скв. 1-Р) и 1740—1762,5 м (скв. 2-Р), где они залегают в верхах нижней части верхнепротерозойских кварцитов и песчаников, сопоставляемых с иотнийскими осадочными образованиями. По данным А. Н. Гейслера (1954 г., 1956), диабазы образуют пластовую залежь мощностью 21,5—22,5 м. Диабаз имеет ярко выраженную офитовую структуру и состоит из удлиненных табличек плагиоклаза, ксеноморфных табличчатых кристаллов калиевых полевых шпатов и темноцветных минералов (пироксенов и т. д.). Вторичные минералы представлены хлоритом и каолинитом. Значительная часть полевых шпатов частично или полностью замещена новообразованиями карбоната. Рудные минералы, среди которых преобладает гематит, составляют 20—25% породы. Диабазы несут следы дробления и милонитизации (скв. 2-Р). Они сопровождаются маломощными (5—12 м) залежами диабазовых порфиринов, залегающих в кровле (скв. 1-Р, интервал 1610—1615 м) или подошве (скв. 2-Р, интервал 1763—1773 м) основного тела и отделенных от него на расстояния от 0,5 м (скв. 2-Р) до 12 м (скв. 1-Р).

Кроме пластовой интрузии диабазов, в разрезе нижней толщи крестецкого комплекса среди протерозойских отложений отмечаются также секущие жилы диабазовых порфиритов (Гейслер, 1956, 1960). Последние представлены плотной лиловато-коричневой афанитовой породой, разбитой сетью трещин, падающих под углами до 80—85°. По стенкам трещин отмечаются новообразования карбоната. Основная масса порфиритов имеет диабазовую структуру и состоит из лейст разложившегося плагиоклаза и других минералов, главным образом гидроокислов железа (гетит — гидрогетит) и магнетита, составляющих около 60—65% породы и заполняющих пространство между лейстами плагиоклаза. Среди основной массы выделяются более крупные порфиробласты плагиоклаза призматической и (реже) табличчатой формы. Размеры порфировых выделений 0,6—0,7 мм в диаметре. Порода характеризуется различной степенью кристалличности, и в разных ее местах наблюдаются колебания в размерах лейст основной массы от 0,03—0,05 до 0,12 мм. В диабазовом порфирите изредка наблюдаются кластические зерна кварца, захваченные, по-видимому, при внедрении магмы в толщу осадочных пород. По данным А. Н. Гейслера, близость крестецких диабазов и порфиритов к верхнепротерозойским основным породам Юго-Западного Прионежья подтверждается и сопоставлением их химических анализов.

РИФЕЙ

Отложения рифейского возраста на северо-западе Русской платформы выделяются только в пределах глубоких прогибов в фундаменте. Такие прогибы, выполненные древнейшими отложениями осадочного чехла, известны также в центральных, южных и северных районах платформы.

Возраст отложений, заполняющих эти прогибы, продолжительное время являлся предметом дискуссии. Н. С. Шатский (1945), изучая древние осадочные толщи Западного Приуралья, выделил последние в рифейскую группу в составе протерозоя. На Русской платформе он отнес к рифею осадочные образования, залегающие ниже фаунистически охарактеризованных отложений нижнего кембрия. Таким образом, на описываемой территории к рифею им были отнесены отложения, возраст которых в то время определялся как нижнекембрийский (гдовский и ляминаритовый горизонты). Б. С. Соколов (1952, 1958) датировал отложения, залегающие ниже фаунистически охарактеризованного нижнего кембрия, синием, считая их самым древним подразделением палеозоя.

В результате широкого развития в последние годы на Русской платформе глубокого бурения были получены новые данные о литологических особенностях, характере залегания, изменении мощности, фациальном составе и других геологических особенностях древнейших отложений осадочного покрова. Это позволило сопоставить разрезы различных частей территории платформы между собой, а также последние с разрезами Западного Приуралья, и ввести в региональную стратиграфическую шкалу два комплекса верхнего протерозоя — верхнерифейский и вендский (1965 г.). Вендский комплекс объединил волынскую и валдайскую серии; в последнюю вошли гдовский и котлинский (ляминаритовый) горизонты. К верхнерифейскому комплексу отнесены отложения, залегающие под образованиями волынской и валдайской серий.

Наиболее древнее подразделение вендского комплекса (волынская серия) на северо-западе платформы первоначально выделялось А. Н. Гейслером (1959 г.) в разрезах скважин в районе г. Крестцы и

Е. А. Петровой (1959 г.) на Карельском перешейке. Все нижележащие отложения относились к верхнерифейскому комплексу. На Волыни и в Белоруссии ему принадлежит полесская серия, в Пачелмском прогибе — сердобская и пачелмская серии, на Карельском перешейке — призерская свита.

В результате дальнейшего изучения древнейших отложений осадочного чехла Русской платформы, для которых в последние годы получено значительное количество данных об их абсолютном возрасте, удалось выделить в рифейской группе отложения нижнего и среднего рифея.

На рассматриваемой территории отложения рифейского возраста выполняют древние прогибы фундамента: Крестецкий — в районе Крестцов — Валдая, Приладожский и Пашский — в районе Ладожского озера. Это прогибы древнего заложения, связанные с начальным этапом платформенного развития территории.

Крестецкий прогиб входит в систему древних прогибов, пересекающих Русскую плиту с юго-запада на северо-восток. В палеозое, в зоне Крестецкого прогиба, как западного продолжения Среднерусского авлакогена, развивалась Московская синеклиза. Глубина Крестецкого прогиба, по данным геофизических исследований, составляет более 3000 м; скважина (Крестецкая 1-р), пробуренная на его западном борту, вскрыла кристаллические породы фундамента на глубине 1743 м.

В районе Ладожского озера глубокая впадина в фундаменте была установлена бурением и подтверждена геофизическими исследованиями. Она протягивается в северо-западном направлении, захватывая западный берег Ладожского озера и, возможно, значительную часть его акватории. Скважиной в д. Яблоновка (Калинникова, 1955 г.) кристаллический фундамент на борту впадины достигнут на глубине 270,2 м. Денисовская скважина (Петрова, 1959 г.), пробуренная также на борту впадины, но ближе к ее осевой части, дошла до глубины 500,3 м и не вскрыла кристаллических пород фундамента.

На юго-восточном берегу Ладожского озера, в нижнем течении рек Паши и Сяси, бурением в 1967—1969 гг. (СЗГУ) был выявлен глубокий прогиб также, видимо, северо-западного простираия, шириной 40—50 км, погружающийся в сторону Ладожского озера. Связь со структурой западного берега Ладожского озера не установлена. Общее северо-западное простираие Приладожского и Пашского прогибов, близкие значения глубин, а также то, что они расположены на небольшом расстоянии один от другого, дает основание считать, что эти прогибы принадлежат одной более крупной структуре — Ладожской впадине.

Нижняя часть разреза отложений, выполняющих перечисленные прогибы, принадлежит рифею. В разрезе рифея северо-запада платформы выделяются средне- и верхнерифейские комплексы (см. рис. 12, 13).

Отложения нижнерифейского комплекса доказаны в восточной части платформы — в пределах Калтасинского прогиба. На рассматриваемой территории они предположительно выделяются в нижней, наиболее глубокой части Крестецкого прогиба.

Среднерифейский комплекс (Pt_3R_2)

К среднерифейскому комплексу относится толща красноцветных песчаников с пластовыми телами диабазов, залегающая непосредственно на породах кристаллического фундамента и перекрытая отложениями, возраст которых определяется как верхний рифей. Эта толща вскры-

та только в пределах Крестецкого прогиба двумя скважинами: Крестецкой 1-р (глубина 1743—1610 м) и Крестецкой 2-р (глубина 1830—1740 м), мощностью соответственно 133 и 90 м (Гейслер, 1959 г.). В одном из разрезов (скв. 1-р) под красноцветной толщей вскрыты роговообманковые гиперстеновые гнейсы (Pt_{1+2}), в другом (скв. 2-р) — сильно дислоцированные кварцито-песчаники предположительно иотнийского возраста ($Pt_3\check{s}k?$). Толща, отнесенная к среднему рифею, сложена крупнозернистыми песчаниками и гравелитами, чередующимися с лилово-бурыми тонкослойными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и реже глинами. В одной из скважин (2-р) песчаники представлены железистыми разностями и содержат вулканогенный материал. В низах толщи песчаники имеют либо преимущественно кварцевый состав (скв. 2-р), либо аркозовый (скв. 1-р). Выше по разрезу они обогащаются полевыми шпатами. Цемент песчаников — регенерационный кварцевый, каолинитовый, железисто-карбонатный и глинистый с хлоритом.

В верхней части толщи встречены диабазы мощностью 21,5 м (скв. 1-р) и 22,5 м (скв. 2-р). Кроме того, в разрезе присутствуют два покрова диабазовых порфиритов: нижний мощностью 10 м, залегающий под диабазами и отделяющийся от них песчаниками мощностью 10 м, и верхний (мощностью 5 м) — в самой кровле толщи, на 13,5 м выше диабазов. Диабаз имеет отчетливо выраженную офитовую структуру. Основная масса его состоит из удлиненных табличек плагиоклаза, ксеноморфных таблитчатых кристаллов калиевых полевых шпатов, многочисленных рудных агрегатов — гематита и магнетита и новообразований карбоната. Диабазовые порфириты в основной массе представлены лейсточками плагиоклаза и рудными минералами (магнетит, гетит — гидрогетит) с порфиrowыми вкрапленниками плагиоклаза призматической и реже таблитчатой формы. В верхней части верхнего покрова диабазового порфирита, выше которого залегают отложения верхнерифейского комплекса, порода пронизана вишнево-красным гематитом и пересечена тонкими карбонатными жилками; диабазовые порфириты также в значительной степени разложены и превращены в глинистую массу с реликтами первичной структуры и текстуры. Возможно, эти изменения являются результатом выветривания, обусловленного перерывом осадконакопления на рубеже среднего и верхнего рифея.

Определения абсолютного возраста диабазового порфирита из нижнего покрова (скв. 1-р, глубина 1642—1646 м), дали следующие результаты — 1355 млн. лет (Полевая, 1961 г.) и 1250 млн. лет (Гаррис, 1961 г.). Иное значение, 1080 млн. лет, было получено для диабаза из разреза скв. 2-р (глубина 1740—1762 м). Однако образец, по которому было произведено последнее определение, взят из сбросовой зоны, пересекающей диабаз, поэтому возраст породы может быть омоложенным (Гейслер, 1961 г.). Абсолютный возраст пород свидетельствует о принадлежности толщи к среднему рифею, а наличие перерыва в осадконакоплении, последовавшего за ее образованием и обусловившего изменение верхней части диабазовых порфиритов, подтверждает это представление (рис. 12, 13).

Верхнерифейский комплекс (Pt_3R_3)

Верхнерифейский комплекс представлен толщей красноцветных песчаников. В глубокой части Крестецкого прогиба красноцветные песчаники верхнего рифея залегают на отложениях среднерифейского возраста. В районе Приладожья, в разрезах трех скважин, пробуренных в от-

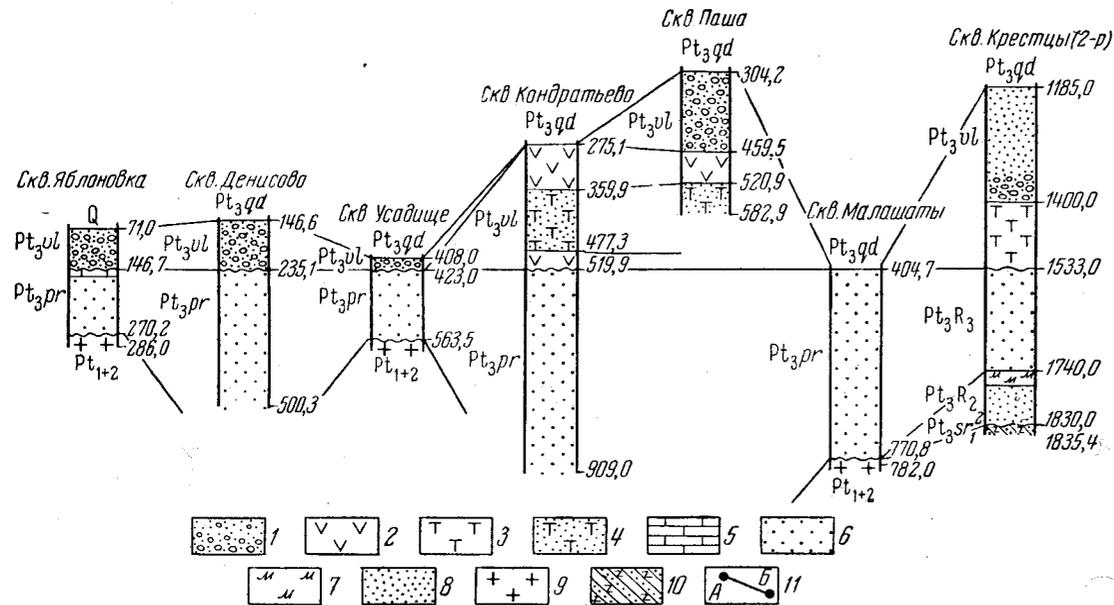


Рис. 12. Схематизированные разрезы позднепротерозойских (рифейских и волыньских) образований Приладожья и Крестецкого района.

А. С. Яновский (1969 г.)

Волыньская серия (Pt₃vl): 1 — грубообломочная толща (песчаники, конгломераты), 2 — основные эффузивы (базальты, базальтовые порфириты), 3 — туфы, туффиты, туфобрекчи, 4 — туфогенные песчаники; верхнерифейский комплекс (Pt₃R₃), приозерская свита (Pt₃pr) в Приладожье: 5 — известняки доломитизированные, 6 — песчаники красноцветные; среднерифейский комплекс (Pt₃R₂): 7 — покровные тела диабазовых порфиритов, 8 — красноцветные песчаники; 9 — шокшинская свита (Pt₃sk(?)) — кварциты с интрузиями диабазов; 10 — нижний — средний протерозой (Pt₁₋₂); 11 — линии геологических разрезов. Цифры на карте — скважины: 1 — Починок, 2 — Яблонька, 3 — Светлое, 4 — Сосново, 5 — Денисово, 6 — Шамокша, 7 — Кондратьево, 8 — Паша, 9 — Дубно, 10 — Малашаты, 11 — Куневичи, 12 — Усадище, 13 — Хвалово, 14 — Заречье, 15 — Иконово, 16 — Будогоць, 17 — Зеленщина, 18 — Зайцево, 19 — Крестецкая 1-р, 20 — Крестецкая 2-р, 21 — Валдай

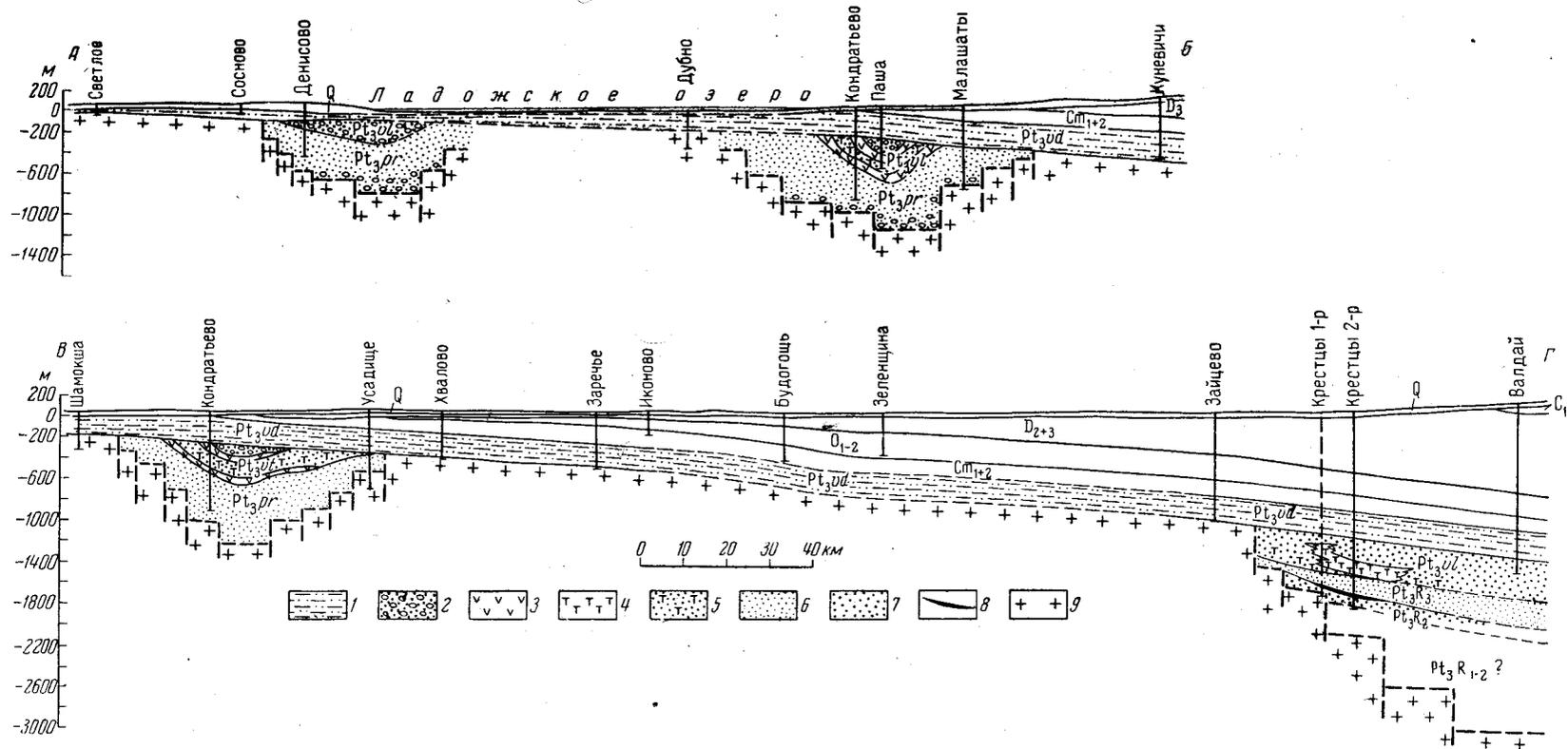


Рис. 13. Схематические геологические разрезы (см. рис. 12). А. С. Яновский (1969 г.)

1 — отложения валдайской серии (Pt_3vd); отложения волынской серии (Pt_3vl); 2 — гравелито-песчаная толща (песчаники, гравелиты, конгломераты), 3 — основные эффузивы (базальты, базальтовые порфириты), 4 — туфы, туффиты, туфобрекчии, 5 — туфогенные песчаники; верхнерифейский комплекс (Pt_3R_3), приозерская свита (Pt_3pr) в Приладожье; 6 — красноцветные песчаники; среднерифейский комплекс (Pt_3R_2); 7 — песчаники красноцветные, 8 — пластовые тела диабазов; 9 — шокшинская свита ($Pt_3sk?$) — кварциты с интрузиями диабазов; 10 — породы кристаллического фундамента ($Pt_{1,2}$)

носителю неглубоко погруженной части бортов прогибов, красноцветные песчаники верхнерифейского возраста ложатся непосредственно на кристаллические породы фундамента.

Отложения верхнего рифея перекрываются в большинстве случаев вулканогенно-осадочными образованиями волинской серии, и только там, где последние срезаны эрозией, более молодыми породами. Так, в разрезе скв. Малашаты они залегают под отложениями валдайской серии, а в разрезе скв. Починок — непосредственно под четвертичными образованиями.

Красноцветная толща верхнего рифея в Крестецком районе пройдена скважинами 1-р и 2-р в интервалах глубин 1610—1545 и 1740—1533 м. Она охарактеризована керном только в разрезе скв. 2-р, по скв. 1-р керн отсутствует, и толща выделена по данным электрокаротажа.

В Приладожском районе отложения верхнерифейского комплекса, выделенные здесь (Карельский перешеек) в приозерскую свиту, вскрыты скважинами в деревнях Починок и Яблоновка, около г. Приозерска (Калинникова, 1955 г.), и скважиной в д. Денисово (Петрова, 1959 г.), в Сосновском районе.

В пределах Пашского прогиба красноцветные песчаники верхнего рифея вскрыты в скважинах Усадище, Малашаты и Кондратьево (Гречко, Яновский, 1969 г.).

Впервые разрезы Западного Приладожья были сопоставлены Е. А. Петровой (1959 г.) с полесским комплексом Белоруссии (Брунс, 1957), отнесенным впоследствии к верхнему рифею. В. А. Перевозчикова (1959) датировала древние песчаники Западного Приладожья иотнием на основании литологического сходства их с шокшинскими кварцито-песчаниками.

В разрезе Крестецких скважин А. Н. Гейслер (1959) относил описываемую часть разреза к волинской серии, выделенной Е. П. Брунс (1957) на Волыни и в Белоруссии как наиболее древнее подразделение нижнего кембрия.

Возможность более обоснованной датировки возраста красноцветных отложений, перекрываемых вулканогенно-осадочными образованиями волинской серии, появилась только после получения данных определения абсолютного возраста (скважина Крестецкая 2-р). Кроме того, большое значение для познания древнейших отложений осадочного покрова на территории северо-запада платформы имели работы, проведенные в 1967—1969 гг. Северо-Западным территориальным геологическим управлением (Гречко, Яновский, 1970 г.) в Юго-Восточном Приладожье, где глубокими скважинами были вскрыты более полные разрезы этих отложений. Послойное сопоставление разрезов скважин Приладожья с разрезами района Крестцов и Белоруссии убедило в правильности отнесения описываемых отложений к верхнему рифею.

В пределах Крестецкого прогиба верхнерифейские отложения представлены песчаниками разнотекстурными, окрашенными в серо-лиловый, красно-лиловый, буро-красный цвета со светлыми пятнами и разводами. Изучение пород в шлифах показало, что песчаники преимущественно кварцевые с примесью полевых шпатов от 10% в верхней части до 20,4% в нижней (скв. 2-р). Для тяжелой фракции песчаников характерно повышенное содержание циркона и турмалина; в небольшом количестве содержатся непрозрачные нерудные зерна; еще реже встречаются зерна рутила, сфена, граната и титановых минералов. Песчаники сцементированы серицит-гидрослюдистым и каолинитовым материалом, нередко вторичным, регенерационным кварцем; в глинистом цементе часто присутствует примесь гидроокислов железа. В верхней части

красноцветной песчаниковой толщи, на контакте с перекрывающей ее туфобрекчиевой толщей вольтинской серии, песчаники брекчированы и пересечены железистыми прожилками, кроме того, в породах наряду с крупными зернами кварца присутствуют обломки вулканического хлоритизированного стекла.

Разрез верхнерифейских отложений района Западного и Юго-Восточного Приладожья характеризуется хорошо выраженным трехчленным строением (см. рис. 12, 13). Здесь выделяются базальные слои, представленные грубообломочными породами, выше залегают толща прazosернистых красноцветных песчаников, венчается разрез тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоем в верхней части доломитизированного известняка.

Базальные слои, особенно четко выраженные в разрезе скв. Малашаты, представлены линзовидно переслаивающимися гравелитами, которые преобладают в разрезе, конгломератами и грубозернистыми песчаниками. Общая мощность базальных слоев составляет 44 м. Породы окрашены в серый с бурым оттенком, буро-коричневый, фиолетово-бурый и розовато-серый цвет, местами с хорошо заметным белесым оттенком за счет мелких включений каолинита в цемент. На отдельных участках наблюдается горизонтальная и слабонаклонная слоистость, выраженная чередованием отличающихся по окраске песчаных и гравийных слоев мощностью от долей сантиметра до нескольких сантиметров.

В составе обломочного материала песчаников и гравелитов преобладают кварц (от 50 до 70%), значительно меньше содержание полевых шпатов (от 5 до 15%), представленных в основном микроклином и редкими зернами альбита; встречается примесь бурой (ожелезненной) и зеленой слюды (от 1 до 5%, реже до 15—20%). Среди гравийных зерен наряду с кварцем встречаются обломки микрокварцитов. Из акцессорных минералов присутствуют единичные зерна апатита. Гальки по составу преимущественно кварцевые. Они имеют разную степень окатанности — от угловатых до угловато-окатанных и округлых, размеры — от 2 до 7 см в поперечнике. Особенно интересно присутствие в базальных слоях верхнерифейской толщи хорошо окатанных крупных обломков розовых кварцитов шокшинского типа. Обломки кварцита встречены в разрезе скважины Малашаты, а также еще в 1959 г. Е. А. Петровой в разрезе скважины Денисово. Наличие таких обломков в описываемой толще подтверждает то, что ее возраст более молодой, чем иотнийский. В базальной части разреза встречаются также обломки гнейсов из подстилающих пород фундамента (скважины Яблоновка, Усадище и др.). Песчаные и гравийные зерна окатана в меньшей степени, чем гальки. Они плохо отсортированы, иногда сортировка совершенно отсутствует. Степень цементации пород значительная. Цемент порового типа, реже соприкосновения и пленочный. Состав цемента кремнисто-серицитовый, кремнисто-хлоритовый, участками карбонатный (доломитовый), часто с примесью железистого и с оторочками вторичного, регенерационного кварца.

Грубообломочные породы базальных слоев выше по разрезу постепенно сменяются более однородными песчаниками средней толщи. В песчаниковой толще наблюдается, хотя и недостаточно четко, чередование пачек мощностью в несколько метров, каждая из которых начинается снизу более грубозернистыми и завершается вверху мелкозернистыми и даже тонкозернистыми песчаниками, местами алевролитами и аргиллитами. Эти пачки представляют собой мелкие циклические комплексы, в целом слагающие всю описываемую часть разреза.

Минимальная известная мощность средней песчаниковой толщи в краевой части прогиба равна 85 м (скважина Яблоновка). Максимальная вскрытая мощность в приосевой части (неполная) составляет 389 м (скважина Кондратьево). Песчаники, слагающие толщу, окрашены в желто-розовые, фиолетово-розовые, фиолетовые, красно-фиолетовые цвета с серовато-розовыми и буро-коричневыми полосами и разводами, иногда со светлыми пятнами обесцвечивания. В верхней части разреза в окраске песчаников обычно преобладают светлые тона. В песчаниках наблюдается горизонтальная, а местами наклонная (под углом до 10—20°) слоистость, определяемая чередованием тонких слоев, различающихся по крупности зерна обломочного материала, а также по оттенку цвета. Микрослоистая текстура хорошо видна в шлифах, где она подчеркивается параллельно ориентированными чешуйками слюды. Окатанность зерен различная, в меньшей степени окатаны более мелкие, песчаные и алевритовые зерна. Сортированность обломочного материала также неоднородна, преобладает низкая.

По всему разрезу в песчаниках наблюдается галька угловатая и угловато-окатанная, размером от 0,5 до 5 см, редко до 7—8 см в поперечнике. Галька чаще кварцевая, светло-серая, реже полевошпатовая, розовая, песчаниковая, кварцито-песчаниковая и плоская, глинистая, красно-коричневая.

Состав песчаников преимущественно кварцевый, в разрезе скважины Яблоновка аркозовый. Примесь полевых шпатов, представленных обычно в различной степени разложенным микроклином и редко плагиоклазом, составляет 5—10%, местами она увеличивается до 20—35%. В небольшом количестве присутствуют чешуйки бурой, зеленой и обесцвеченной слюды, обломки кварцитов, серицитовых сланцев. Из акцессорных минералов встречаются редкие зерна апатита, циркона, рутила, иногда сфена и лейкоксена, редко граната. Обычно имеются рудные минералы: магнетит, реже гематит и титаномagnetит. Песчаники, как правило, сцементированы плотно до «сливных». В составе цемента преобладают (в характерном для Юго-Восточного Приладожья разрезе скважины Малашаты) регенерационный кварц и участки в порах и между зернами наблюдается хлорит, серицит, каолинит, часто железистые пленки. В разрезе Западного Приладожья (скважины Денисово, Яблоновка и др.) существенную роль в цементе наряду с кварцевым, полевошпатовым, железистым и карбонатным играет каолиновый материал.

В верхней части толщи песчаники более мелкозернисты и однородны, хотя и здесь встречаются прослои, иногда значительной (до 3 м, скважина Малашаты) мощности, крупнозернистых и гравелистых разностей.

В большинстве разрезов скважин можно наблюдать, как на песчаную толщу с размывом ложатся вулканогенно-осадочные образования волинской серии и более молодые отложения. Только в разрезе скважины Яблоновка, в Западном Приладожье, средняя песчаниковая толща верхнерифейских отложений сменяется пачкой тонкозернистых глинистых песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоем в самой верхней части разреза карбонатных пород (доломитизированных известняков). Мощность этой пачки, венчающей разрез верхнего рифея в Приладожье, составляет около 38 м. Породы имеют светло-серую и зеленовато-серую окраску; в них заметна тонкая косая слоистость (под углом 30°) в нижней части пачки и волнистая — в верхней. В цементе песчаников присутствует каолинит. Последний, кроме того, образует тонкие волнистые прослои и линзочки в песчаниках. Встречаются редкие зерна полевого шпата и галечки кварца (размером 0,5 см в поперечнике). В верхней части песчано-алевритовой пачки наблюдаются прослои аргиллитов.

с тонкой волнистой слоистостью и линзовидными скоплениями каолинита. Доломитизированный известняк вскрыт на глубине 146,70—149,50 м, над алевритовой пачкой. Он имеет желтовато-серый цвет, тонкозернистую и скрытокристаллическую структуру и брекчиевидную текстуру. Промежутки между остроугольными обломками известняка заполнены карбонатным цементом и местами глинистым материалом, иногда они полые.

Вышележащая грубообломочная толща волинской серии в своем основании содержит гальку доломитизированных известняков, которыми завершается разрез верхнерифейских отложений в Приладожье. В доломитизированном известняке отмечены неясные органические остатки, вероятно продукты жизнедеятельности водорослей.

Мощность верхнерифейских красноцветных отложений в Приладожье на бортах прогибов минимальная 123,5 м (скважина Яблоновка), максимальная (неполная), вскрытая в приосевой части, 389 м (скважина Кондратьево). Последняя скважина, пробуренная до глубины 909 м, не достигла пород кристаллического фундамента и остановлена в толще верхнерифейских красноцветных песчаников.

Отложения верхнерифейского возраста, вскрытые в Крестецком и Приладожском районах в одних структурных условиях, как следует из их описания, очень близки по своим литологическим особенностям. В том и другом районе это толщи красноцветных песчаников, видимо как континентального, так и прибрежно-морского генезиса, распространение которых ограничено глубокими прогибами в фундаменте. В Крестецком и Приладожском районах они залегают под вулканогенно-осадочной толщей волинской серии вендского комплекса. В Крестецком районе, где они вскрыты в глубокой части прогиба, подстилаются отложениями среднего рифея. В Приладожском районе, где вся толща верхнего рифея пройдена только в менее погруженных частях бортов прогибов, они залегают на породах кристаллического фундамента. Возможно, что и здесь, как и в районе Крестцов, приосевые части прогибов выполнены отложениями среднего рифея.

ВЕНДСКИЙ КОМПЛЕКС

Вендский комплекс объединяет самые молодые подразделения верхнего протерозоя. Абсолютный возраст этого комплекса 560—650 млн. лет.

На Русской платформе к вендскому комплексу отнесены волинская серия, подразделенная в Белоруссии и на Волини на два горизонта: берестовецкий и горбашевский, и валдайская серия, включающая гдовский и котлинский горизонты. Вендский комплекс был выделен Б. С. Соколовым (1952), как синоним валдайского комплекса (серии) в составе гдовского и ляминаритового (котлинского) горизонтов. Позднее Б. С. Соколов (1958) в вендский комплекс предложил включить также и отложения более древние, выделенные Е. П. Брунс (1957) в разрезах Белоруссии и Волини в волинскую серию.

Волинская серия

Отложения волинской серии вендского комплекса на северо-западе Русской платформы вскрыты теми же скважинами, которыми вскрыты и верхнерифейские отложения в тех же структурных условиях, т. е. в пределах древних впадин в фундаменте вблизи г. Крестцов и в Приладожье. Наиболее полные разрезы сложно построенной толщи вулканогенно-осадочных пород, отнесенной на основании сопоставления с хо-

рошо изученными разрезами Белоруссии и Волыни к волынской серии вендского комплекса, вскрыты Крестецкими скважинами (1-р и 2-р) и скважиной Кондратьево, расположенной в устье р. Паши (см. рис. 12 и 13).

В Белоруссии и на Волыни Е. П. Брунс (1957) установила трехчленное строение разреза волынской серии. Она выделила базальные слои, представленные разнородными аркозовыми песчаниками и гравелитами, местами галечно-песчаными тиллитоподобными отложениями, мощностью от 15—20 до 50 м; среднюю часть разреза, сложенную вулканогенными образованиями (эффузивы основных пород, туффиты и туфопесчаники), мощностью до 200 м, и верхнюю часть, представленную разнородными песчаниками и гравелитами, мощностью 5—10 м. Общая мощность отложений волынской серии в западных районах Русской платформы 250 м. Позднее отложения волынской серии были установлены по восточному борту Оршанского прогиба (Смоленск, Нелидово), где они частично представлены тиллитоподобными отложениями, а также рядом скважин в центральных районах Русской платформы, вскрывших туфогенные отложения.

Принадлежность к волынской серии вендского комплекса отложений района г. Крестцов и Западного и Юго-Восточного Приладожья устанавливается по их положению в разрезе: между отложениями верхнего рифея и валдайской серии (гдовский горизонт), а также по характерным для волынской серии литологическим признакам: наличию вулканогенного материала в нижней части разреза и грубообломочного — в верхней.

Разрезы волынской серии в Крестецкой впадине, впервые описанные А. Н. Гейслером (1959), несколько отличаются от разреза на территории Приладожья, поэтому описание их дается отдельно.

Волынская серия в Крестецком районе, в объеме, принятом автором настоящей статьи, имеет двучленное строение: нижняя ее часть представлена туфогенными породами, верхняя — красноцветными песчаниками. Грубозернистые тиллитоподобные породы, слагающие базальные горизонты волынской серии в Белоруссии и на Волыни, в Крестецком районе отсутствуют. Нижняя туфогенная толща разреза волынской серии Крестецкой впадины представлена, по разрезу скв. 1-р, чередованием песчаниковых, туффитовых и туфобрекчиевых пород, с преобладанием внизу песчаников, сверху туфобрекчий, а в разрезе скв. 2-р исключительно туфобрекчиями. Песчаники нижней толщи красно-бурые, лилово-бурые, буровато-розовые, сильножелезистые, пористые, с обломками (до 0,5—1,0 см) пирокластического материала, местами отчетливо тонкослоистые.

В составе обломочного материала песчаников преобладает кварц, всего до 4% содержится полевых шпатов (микроклин, реже ортоклаз и плагиоклаз). Среди устойчивых минералов тяжелой фракции значительное количество циркона (до 22,21%). Цемент регенерационный кварцевый, нередко каолинитовый, участками серицитовый или железистый. Встречаются туффитовые песчаники с неравномерно раскристаллизованным вулканогенным материалом, сильно ожелезненные. Нижняя, преимущественно песчаниковая часть разреза туфогенной толщи мощностью 162 м (скв. 1-р) включает, по-видимому, три горизонта туффитов, выделенных по электрокаротажу. Туффитовые породы верхней части туфогенной толщи представлены лиловато-бурой, серой и красно-коричневой мелкозернистой туффитовой массой, переполненной обломками хлоритизированного вулканического стекла и диабазовых порфиритов размером от 1—3 до 20 см. Наряду с пирокластическим обломочным материалом в туфобрекчии присутствует примесь терриген-

ного материала (кварц, полевой шпат), содержание которого иногда достигает 50% (от легкой фракции). В нижней части толщи в терригенной примеси полевые шпаты достигают 73,3%, тогда как вверху содержание последних составляет около 14%. В тяжелой фракции преобладает циркон и рудные зерна. Пирокластический материал имеет стекловатую структуру, затемненную включениями рудной пыли и позднейшей хлоритизацией. В обломках часто наблюдается пелитовая текстура, поры обычно выполнены новообразованиями хлорита. Нижняя граница толщи проводится по появлению в песчаниках туфогенного материала, верхняя по его исчезновению. Мощность туфогенной толщи в Крестецких разрезах около 300 м.

Верхняя толща красноцветных песчаников мощностью от 135 м в разрезе скважины 1-р до 180 м в разрезе скв. 2-р, представлена в нижней части грубо- и разнозернистыми песчаниками, на отдельных участках косослоистыми, вверху — мелкозернистыми с горизонтальной слоистостью. В разрезе скв. 1-р верхняя песчаниковая толща характеризуется более тонкой зернистостью песчаников с переходом их в алевролиты. По всему разрезу толщи в скв. 2-р для песчаников характерна пестрая окраска, с преобладанием красно-бурых тонов: неравномерно чередуются пятна, полосы и разводы светло-бурого и красно-бурого цвета. Цемент песчаников глинистый, состоящий из чешуйчатых агрегатов каолинита и гидрослюд. Постоянно отмечается регенерационный кварцевый цемент. В самом верху толщи развиты лилово-бурые тонкослоистые сильно уплотненные глины. Граница с перекрывающими волинскую серию песчано-глинистыми осадками валдайской серии в разрезах Крестецких скважин не охарактеризована керном и установлена по электрокаротажу. В низах валдайской серии (скв. 1-р) встречена пачка (глубина 1116—1123 м) песчаных пород с резко выраженной волноприбойной слоистостью. Среди преобладающих здесь светлых каолинитовых песчаников, белых и зеленоватых каолинитовых глин наблюдаются пятна красно-бурой окраски — реликты перемытых нижележащих осадков. Особенности текстуры и состава отложений свидетельствуют о перерыве седиментации в конце волинского времени и о частичном перемыве отложений.

Существенно отличается от описанного разрез волинской серии в Приладожье. Для характеристики этого разреза имеется довольно большой фактический материал, полученный при проведении в этом районе геологической съемки Северо-Западным геологическим управлением. На западном берегу Ладожского озера волинская серия первоначально вскрыта скважинами в деревнях Денисово и Яблонька, по разрезам которых она впервые в этом районе и выделена Е. А. Петровой (1959). В дальнейшем отложения волинской серии на Карельском перешейке пройдены еще четырьмя скважинами на небольшом удалении от д. Денисово (Соколова, 1968—1969 гг.).

В Юго-Восточном Приладожье в бассейне нижнего течения рек Паши и Сяси образования волинской серии впервые выявлены бурением в 1967—1968 гг. (Гречко, Яновский, 1970 г.). Здесь они вскрыты тремя скважинами: Паша, Кондратьево и Усадище (см. рис. 12).

Разрез волинской серии Приладожья характеризуется, как и в Крестцах, двучленным строением. В нем выделяются две толщи: нижняя вулканогенно-осадочная с максимальной вскрытой мощностью 245 м и верхняя — гравелито-песчаная мощностью 154 м.

Известные в настоящее время в Приладожье отложения волинской серии отличаются различной степенью полноты разрезов, что объясняется различным положением их в той или иной части впадины и по от-

ношению к центрам вулканических проявлений, а также последующим размывом.

Нижняя вулканогенно-осадочная толща сложена тремя различными по литологическому составу пачками, из которых нижняя и верхняя представлены эффузивами, а средняя, разделяющая их, туффитовыми песчаниками. Нижняя пачка мощностью 42 м, вскрытая только скважиной в д. Кондратьево (интервал 472—520 м), сложена базальтами и базальтовыми порфиритами массивного сложения серой и темно-серой, с зеленоватым оттенком окраски.

Средняя пачка, мощностью 118 м, полностью пройденная скв. Кондратьево и частично вскрытая скважиной в пос. Паша (63 м), сложена песчаниками, туфогенными песчаниками и туффитами. В верхней части пачки встречаются прослойки аргиллитов. Песчаники мелкозернистые и среднезернистые, участками разномзернистые. В средней части пачки разреза скв. Кондратьево встречаются прослойки песчаников грубозернистых и гравелистых с галькой. Окраска песчаников светло-розовая, буро-розовая и серая. В песчаниках наблюдается горизонтальная и косая слоистость с углами наклона косых серий от 15—20 до 40°. На плоскостях наслоения присутствуют скопления темной и зеленоватой слюдки. Туфопесчаники и туффиты средней пачки окрашены в буровато-серые, красновато-бурые и темно-бурые цвета, имеют тонкозернистую и мелкозернистую структуру и массивную текстуру.

Микроскопическое изучение пород, составляющих среднюю пачку, показало, что песчаники полевошпатово-кварцевые с примесью микрообломков вулканогенных пород и слюды. Зерна хорошо окатаны. Цемент, составляющий 15—20% от основной массы породы, по составу кварцевый регенерационный или железисто-карбонатный порового типа. В песчаниках самой верхней части этой пачки резко возрастает содержание (до 40—50%) микрообломков вулканогенных пород кислого состава (фельзит-порфиры, туфы кварцевых порфиров); терригенный материал представлен различно окатанными зернами кварца (15—45%), полевых шпатов — микроклина (10—25%) и чешуйками слюды (до 8—12%). Цемент порового и базального типа составляет 15—30, реже 40—50% от основной массы породы и представлен кремнистым и хлоритовым материалом, со значительным содержанием пепловых частиц, с пятнами карбонатного и железистого цемента. Местами в цементе наблюдаются радиально-лучистые сростки цеолитов.

Верхняя эффузивная пачка имеет мощность 85 м (скважина Кондратьево) и 61 м (скважина Паша). Эта пачка сложена базальтами темно-серыми, базальтовыми порфиритами, зеленовато-темно-серыми, и красновато-бурыми миндалекаменными базальтами, с прослоями туфов и туфопесчаников. Миндалины в базальтах заполнены хлоритом и белой каолиновой массой. Участками в породе наблюдаются мелкие

№ образцов	Глубина взятия, м	Содержание, %						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅
415	459,60	49,04	1,33	16,90	7,90	0,25	0,007	0,21
425	470,60	65,00	1,20	11,30	7,37	0,28	0,002	0,43
446	512,00	53,70	1,73	15,00	9,10	0,28	Не обн.	0,86

трещинки, выполненные светло-желтым кальцитом, иногда хлоритом, встречаются брекчированные участки. Местами видна флюидальная струйчатая текстура лавовых потоков.

В разрезе Пашской скважины породы значительно лимонитизированы, окрашены в темно-бурый, красно-бурый, коричневый и фиолетовый цвет. В верхней части разреза эффузивы сильно выветрелы, вплоть до образования рыхлой и жирной глинистой массы. Трещиноватые зоны, по которым наблюдаются вторичные изменения эффузивов, встречаются также в средней и нижней частях пачки.

Химический анализ трех образцов пород эффузивной пачки из разреза скважины Паша приводится в табл. 5.

Приведенные данные указывают на принадлежность эффузивов к группе базальтов. Несколько повышенное содержание кремнекислоты (до 65%) в обр. 425 объясняется значительной примесью терригенного кварцевого материала, наблюдавшегося непосредственно в шлифе.

Гравелисто-песчаная верхняя толща волынской серии вскрыта в Западном и Юго-Восточном Приладожье скважинами в деревнях Яблоновка, Денисово, Паша, Усадище. В краевых частях прогибов, на западном берегу Ладожского озера и около д. Усадище (на юго-восточном побережье) она непосредственно подстилается породами верхнего рифея, приозерской свиты, а в приосевых частях (скважина в пос. Паша) образованиями нижней вулканогенно-осадочной толщи волынской серии.

Близость состава, структуры и текстуры песчаных красноцветных пород приозерской свиты верхнего рифея и грубообломочных отложений волынской серии (скв. Денисово) не позволяет провести границу между ними достаточно уверенно. Более отчетливо эта граница выражена в разрезе скважины Яблоновка, в котором на известняке, венчающем разрез приозерской свиты, залегает базальный конгломерат волынской серии (мощностью 0,30 м) с галькой подстилающего известняка, а также галькой кварца, кварцита, песчаника и аргиллита.

Переход от верхней гравелисто-песчаниковой толщи волынской серии к перекрывающим ее гдовским песчаникам валдайской серии выражен довольно резко. В основании последних отмечается более грубозернистый материал, появление гальки гранита и гранито-гнейса; окраска пород приобретает зеленоватый оттенок. Мощность гравелисто-песчаной толщи 15 м (скважина Усадище), 89 м (скважина Денисово), 154 м (скважина Паша).

Верхняя толща волынской серии сложена разнозернистыми песчаниками и гравелитами, содержащими включения мелких галек. В нижней части ее разреза (скважина Паша) встречаются прослои туффигов. Нижняя половина толщи более грубозернистая, представлена пре-

Таблица 5

№ образцов	Глубина взятия, м	Содержание, %					П.п.п.	Сумма	H ₂ O
		MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O			
415	459,60	0,24	3,10	5,10	6,96	0,60	7,90	99,53	2,34
425	470,60	0,10	1,85	3,35	4,00	0,78	3,84	99,50	2,36
446	512,00	0,18	3,23	3,91	3,30	1,70	6,25	99,24	1,91

имущественно гравелитами с прослоями, мощностью от 0,4 до 1,9 м, конгломератов. Конгломерат, по разрезу скважины Усадище, состоит из хорошо окатанных галек (от 2 до 5—7 см в диаметре), сцементированных разнозернистым песчаным материалом. Верхняя часть толщи сложена преимущественно разнозернистыми песчаниками.

Обломочный материал слабо окатанный, плохо сортированный. Окраска пород серая и серовато-фиолетовая, иногда с розовым и бурым оттенками. Местами наблюдается неясная грубая горизонтальная и косая слоистость. Минеральный состав песчаников и гравелитов полевошпатово-кварцевый, содержание кварца колеблется (по разрезу скважины Паша) от 35 до 70%, а полевых шпатов (микроклина, реже альбита) от 25 до 30%. Отмечается примесь небольшого количества обломков микрокварцитов. Кварцевые зерна имеют четкое волнистое погасание, иногда наблюдается микроагрегатное строение зерен. Микроклин обычно трещиноватый и пелитизированный, с едва заметной микроклиновой решеткой. Для нижней половины толщи в разрезе скважины Паша характерно значительное содержание (от 5 до 55%) микроскопических обломков основных вулканогенных пород. Из акцессорных минералов в песчаниках присутствует апатит, реже встречаются турмалин, циркон, ставролит и единичные зерна граната.

Песчаники верхней толщи довольно плотно сцементированы; тип цемента — поровый, реже пленочный (железистый). По составу цемент кремнистый, переходящий нередко в кварцевый регенерационный, местами с примесью тонкодисперсного глинистого, железистого, а также карбонатного и хлоритового вещества. В песчаниковых разностях, переходных к туффитам (скважина Паша), в цементе появляется пепловый материал; содержание его составляет примерно 15—20% от основной массы породы.

В разрезе скважины Денисово в составе цементирующей массы песчаников этой толщи преобладает каолининовый материал, наряду с которым встречается вторичный регенерационный кварц и полевой шпат, наблюдается непосредственное срастание зубчатых зерен кварца.

Анализ и сопоставление всех имеющихся материалов по вулканогенно-осадочным образованиям волынской серии в районе Крестцов и Приладожья позволяют сделать следующие выводы.

Площади распространения образований волынской серии на рассматриваемой территории не выходят за пределы глубоких прогибов в фундаменте, заложение которых относится к рифею. Образования волынской серии повсеместно подстилаются выполняющими прогибы рифейскими отложениями и повторяют в общих чертах структурный план последних.

В пределах рассматриваемой территории, как и на остальной площади развития отложений волынской серии, для волынского времени характерна резкая активизация вулканической деятельности, которая проявлялась еще в рифее.

Литологические особенности образований рифея и волынской серии, наличие в разрезе тех и других вулканогенных пород, а также приуроченность к древним прогибам указывают на сходство условий их образования и, следовательно, на близость тектонической обстановки времени формирования осадочных толщ рифея и волынской серии. Последнее позволяет при рассмотрении истории тектонического развития территории северо-запада платформы в целом объединить их в один структурный ярус, отвечающий начальному этапу платформенного развития.

Валдайская серия

В валдайской серии на северо-западе Русской платформы выделяются два горизонта: гдовский и котлинский.

Отложения валдайской серии в пределах рассматриваемой территории развиты почти повсеместно; только в северной части Карельского перешейка они уничтожены эрозией. Узкая полоса выходов валдайских отложений под четвертичным покровом протягивается в широтном направлении по южному берегу Финского залива; от района г. Ленинграда она расширяется к северу, распространяясь на южную часть Карельского перешейка. К югу от выходов на поверхность отложения валдайской серии погружаются под нижнекембрийские и более молодые образования.

Описываемые отложения повсюду залегают на эродированной поверхности кристаллического фундамента и лишь в пределах Крестецкого, Приладожского и Пашского прогибов — на породах вольнской серии и рифейских образований.

Мощность отложений валдайской серии на северо-западе Русской платформы изменяется от 150—200 м на склонах Балтийского щита до 250 м в области Московской синеклизы, в районе городов Крестцов и Валдая, и 275 м около г. Невеля.

Большое значение для познания отложений валдайской серии раннего этапа их изучения имели работы Ф. Б. Шмидта (1858—1887 гг.), изучавшего весь разрез осадочной толщи. Им были выделены нижнекембрийские образования (А), сложенные песчаниками и голубыми глинами. Позже, сравнивая их с разрезами кембрия Швеции, он сделал предположение о более древнем — докембрийском возрасте песчаников и большей нижней части голубых глин. Этой же точки зрения придерживались В. В. Ламанский (1897) и А. П. Карпинский (1919). Большой вклад в изучение описываемых отложений внесли Б. П. Асаткин (1936 г., 1937, 1938, 1941, 1944) и М. Э. Янишевский (1924, 1931, 1935, 1939, 1948, 1950), а по территории Эстонии А. Элик (1926, 1929, 1933, 1956).

Б. П. Асаткин (1937) придает самостоятельное стратиграфическое значение песчаниковой толще, описанной Ф. Б. Шмидтом в основании разреза, и называет ее «гдовскими слоями». В вышележащей толще он выделяет ламинаритовые и синие глины, между которыми описывает пачку песчаников, получившую впоследствии наименование надляминаритовых слоев.

М. Э. Янишевский (1939) подчеркивает наличие постепенного перехода между гдовскими и ламинаритовыми слоями и вышележащими синими глинами. Он рассматривает все эти отложения как образования одного цикла осадконакопления и, основываясь на находках нижнекембрийской фауны в синих глинах, относит всю толщу в целом к нижнему кембрию.

З. А. Богданова (1944), развивая взгляды М. Э. Янишевского о циклическом строении всей толщи в целом, установила, что в едином кембрийском циклическом комплексе отложений выделяются два подчиненных комплекса: нижний, включающий гдовские и ламинаритовые слои, и верхний — надляминаритовые песчаники, синие глины и эфитоновые песчаники.

Б. С. Соколов (1952) предложил назвать нижний комплекс валдайским (первоначально вендским), верхний — балтийским. Основываясь на отсутствии в отложениях валдайского комплекса определенных органических остатков, Б. С. Соколов отнес его к синийской системе палеозоя, т. е. к верхнему докембрию.

Н. С. Шатский (1952, 1960), выделявший в самых верхах протерозоя позднедокембрийскую — рифейскую группу, включает в состав последней гдовские песчаники и ляминаритовые глины Прибалтики и Ленинградской области.

Ряд исследователей (Е. П. Брунс, А. Н. Гейслер, В. А. Котлуков, Н. С. Иголкина, М. М. Толстихина и др.), изучавших древнейшие отложения по разрезам глубоких скважин, придерживались иной точки зрения. Они считали, так же как и М. Э. Янишевский, что между образованиями валдайской серии и вышележащими фаунистически охарактеризованными отложениями балтийской серии существует тесная связь, выражающаяся в отсутствии резких границ и обусловленная сходством условий образования и характера циклического строения. Поэтому возраст описываемых отложений ими определялся как нижнекембрийский.

Большое значение в изучении отложений валдайской серии имели материалы опорного бурения, проводимого на северо-западе Русской платформы в связи с выяснением перспективности территории на нефть и газ. Первичную обработку материалов опорного бурения производили Е. П. Александрова, М. Ф. Викулова, Л. А. Веселова, А. Н. Гейслер, А. С. Корженевская, В. А. Котлуков, Н. А. Кудрявцев, Е. М. Люткевич, Л. Б. Паассикиви, М. И. Пейсик, Л. И. Станкевич, В. Н. Суханов и др.

Л. Б. Паассикиви (ВНИГРИ, 1954 г.), придерживаясь циклического метода при расчленении разрезов кембрия по скважинам, пробуренным на Локновской структуре, выделяет нижневалдайский и верхневалдайский циклические комплексы, рассматривая их в составе нижнего кембрия. Стратиграфическое значение ниже- и верхневалдайскому циклическим комплексам придает Е. П. Брунс (1957) в своих работах по изучению отложений этого возраста на Волыни и в Белоруссии и называет их слоями.

В Унифицированной стратиграфической схеме (1965 г.) гдовский и котлинский (ляминаритовый) горизонты выделяются в объемах, соответствующих нижневалдайскому и верхневалдайскому циклическим комплексам. Возраст этих отложений определяется как позднепротерозойский.

В настоящем очерке гдовский и котлинский горизонты рассматриваются в составе валдайской серии верхнего протерозоя, но в объеме, определенном Унифицированной схемой 1951 г. Согласно этой схеме, к гдовскому горизонту относилась толща преимущественно песчаных отложений, а к котлинскому — глинистых. Это обусловлено тем, что расчленение многочисленных разрезов скважин, пробуренных в пределах рассматриваемой территории, проводилось по схеме 1951 г. Пересмотреть эти разрезы с точки зрения отражения в них процесса циклическости в осадконакоплении не представлялось возможным только на основании имеющихся весьма неравноценных, порой схематических описаний разрезов скважин, по которым утрачен керн и часто отсутствует картаж.

Приводимое ниже описание стратиграфических подразделений валдайской серии (гдовского и котлинского горизонтов) по территории Ленинградской области базируется в основном на данных геологосъемочных работ Северо-Западного геологического управления, произведенных В. А. Селивановой (1959, 1960, 1963, 1966 гг.), С. А. Петровой (1959—1960 гг.), А. И. Шмаенком (1961, 1962 гг.), Т. Н. Соколовой и А. С. Яновским (1965 г.), А. М. Оганесовой (1965, 1968 гг.), Ю. И. Гречко и А. С. Яновским (1970 г.).

Гдовский горизонт (Pt_3gd). Отложения гдовского горизонта на рассматриваемой территории развиты почти повсеместно.

Северная граница распространения гдовских отложений, которая одновременно является границей осадочного покрова платформы, прослеживается на Карельском перешейке от Финского залива (г. Приморск) через ст. Кирилловское, по берегу оз. Вуокса и у д. Соловьево до западного берега Ладожского озера. Под четвертичным покровом выходы пород гдовского горизонта образуют сравнительно неширокую полосу в северной части Карельского перешейка. Обнажения гдовского горизонта (только верхней его части) известны лишь в двух пунктах на Карельском перешейке: на левом берегу р. Волчьей — западнее ж.-д. ст. Петровское и на юго-западном берегу оз. Красное. Южнее широты пос. Сосново — д. Денисово они скрываются под отложения котлинского горизонта и далее постепенно погружаются под мощный покров палеозойских образований. Гдовские отложения вскрыты многочисленными скважинами в Ленинградской области и редкими опорными и структурно-поисковыми скважинами в южных районах, в Псковской и Новгородской областях. Это скважины Порховская, Локновские, Невельская, Старорусская, Крестецкие (1-р, 2-р), Валдайская и Пестовская.

Глубина залегания отложений гдовского горизонта увеличивается с северо-запада на юго-восток в направлении его погружения к Московской синеклизе от 70—150 м на севере и северо-западе Ленинградской области до 1050—1360 м в Крестецко-Валдайском районе и 1507 м около г. Пестово.

Отложения гдовского горизонта почти на всей территории залегают трансгрессивно на эродированной поверхности кристаллического фундамента. Только в пределах прогибов фундамента Крестецкого, Приладожского и Пашского гдовские песчаники подстилаются вулканогенно-осадочными образованиями вольнянской серии и верхнерифейскими красноцветными песчаными отложениями. Покрывается гдовский горизонт всюду глинами котлинского горизонта.

Мощность отложений гдовского горизонта возрастает с севера, северо-запада на юго-восток от 40—60 м (район Усть-Луги — Волосово, Карельского перешейка, г. Ленинграда) до 140 м и более вблизи городов Валдая и Невеля. Значительные колебания мощности гдовского горизонта, обусловленные неровностями поверхности фундамента, наблюдаются часто на небольших расстояниях. Большая (около 140 м) мощность горизонта отмечена в районе пос. Паши и д. Малашаты в Юго-Восточном Приладожье. Последнее является следствием того, что эта территория продолжала испытывать некоторое погружение, по видимому унаследованное от рифейско-вольнянского времени.

Гдовский горизонт представлен песчано-алевритовыми разностями пород, с прослоями значительно уплотненных глин и аргиллитов и базальным слоем гравелитовых песчаников и конгломератов. В западных районах Ленинградской области в разрезе горизонта преобладают песчаники, а в восточных — более широко развиты глины.

В разрезах гдовского горизонта довольно отчетливо на всей территории его распространения намечается трехчленное строение. В пределах Ленинградской области в составе горизонта В. А. Селивановой (1959 г.) впервые были выделены три литологически различные пачки: нижняя гравелито-песчаниковая, или песчаная; средняя глинистая, или алевритово-глинистая; верхняя песчано-алевритовая. Это трехчленное строение гдовского горизонта подтвердилось дальнейшими исследованиями и в других районах Северо-Запада.

Гравелито-песчаниковая пачка начинается базальным слоем, представленным гравелитом, гравелитистым грубозернистым песчаником, или реже (скважины Березовская, Столбово) мелкогалечниковым конгломератом. Мощность базального слоя изменяется от 0,10—0,30 до 2—4 м, достигая в единичных случаях 7 м (скважина Красносельская). Наличие базального слоя грубообломочных пород отмечается почти всюду, однако встречаются участки, где он отсутствует. В районе городов Усть-Луги и Нарвы, ст. Сиверская и в некоторых разрезах скважин в районе г. Ленинграда, а также в Старорусской и Пестовской опорных скважинах в основании гдовского горизонта залегают хорошо сортированные мелкозернистые песчаники. В разрезах скважин Мягры, Костово, Шамокса и некоторых других в основании гдовского горизонта залегают песчаные глины. Отсутствие в разрезах некоторых скважин конгломерата объясняется, по-видимому, особенностями поверхности дна бассейна, направлением, скоростью и силой подводных течений.

Гравелит и гравелитистые песчаники обычно окрашены в серый и зеленовато-серый цвет, местами в нижней части пачки в бурый и фиолетово-бурый. Обломочный материал слабо или совсем неотсортирован. Зерна плохо окатаны. В минеральном составе песчаников и гравелитов преобладает кварц (50—70%), в подчиненном значении содержится полевой шпат (до 25%), чаще разложившийся, присутствует в небольших количествах слюда (биотит и мусковит), встречаются отдельные крупные гравийные зерна и галька гранито-гнейсовых пород. В тяжелой фракции, помимо преобладающих рудных и сульфидных минералов, встречаются циркон и карбонаты и в долях процента — гранат, турмалин, эпидот, рутил, сфен, лейкоксен, глауконит, роговая обманка. По степени цементации песчаники различны: от слабо до плотностцементированных. Тип цемента — выполнения пор и базальный, состав — кремнисто-глинистый, с примесью окислов железа.

Выше базального слоя нижняя пачка гдовского горизонта сложена разномасштабными, средне- и мелкозернистыми песчаниками с включениями редких гравийных зерен; на них залегают песчаники мелко- и тонкозернистые, сменяющиеся нередко алевритами. Песчаники и алевриты этой части разреза окрашены также в серые и зеленовато-серые цвета. Они преимущественно кварцевые, с примесью полевых шпатов, микроклина и кислого плагиоклаза (до 5—10%), нередко с большим количеством слюды (до 20—40%); из аксессуаров встречаются единичные зерна турмалина. Цемент глинистый, кремнистый, местами карбонатный, по типу — базальный, выполнения пор и соприкосновения.

В песчаниках местами присутствуют тонкие, в несколько сантиметров толщиной, глинистые прослои. В разрезах района г. Волхова (скважины Маршагино, Углы) в нижней песчаной пачке преобладают прослои глин. Последнее отражает общую тенденцию к замещению песчаных отложений на северо-западе Ленинградской области более глинистыми в восточной ее половине (бассейны нижнего течения рек Волхова, Паши, Свири).

Мощность нижней песчаной пачки гдовского горизонта изменяется в Ленинградской области от нескольких метров до 35—40 м, чаще — от 5 до 20 м. Минимальные мощности фиксируются в бассейне рек Волхов — Сясь (скважины Хвалово, Углы, Маршагино и др.), а максимальные — на западе и северо-западе Ленинградской области (скважины Столбово, Лендовщина, Таменгонт). В разрезе скважины Паниковичи (юго-западнее г. Пскова) нижняя пачка (интервал глубин 607,5—628,5 м) мощностью 21,0 м состоит из гравелитов, перемежающихся с неравномернозернистыми песчаниками и алевритами. Аналогичные разрезы вскрыты Порховской и Старорусской скважинами. Несколько

отличается от последних разрез Пестовской скважины, где в низах гдовского горизонта присутствуют глинистые алевролиты (глубины 1595—1602 м), а выше (глубины 1583,5—1595 м) грубозернистые песчаники, окрашенные в буровато-коричневый цвет с редкими серыми и зеленоватыми пятнами и полосами. В Пестовской скважине разрез нижней песчаниковой пачки гдовского горизонта завершается песчаным алевролитом.

В Крестецком районе нижняя часть разреза гдовского горизонта, охарактеризованная керном в скв. 1-р, представлена пестроокрашенными песчаниками и алевролитами с косою слоистостью. В песчаниках, преимущественно кварцевых, наряду с примесью полевых шпатов (в основном микроклина) и биотита, встречаются зерна кварцитов и эффузивных пород. В аксессуарах обращает на себя внимание большое количество граната (89,9%). Цемент песчаников гидрослюдистый и местами монтмориллонитовый.

Наибольшую мощность (71,5 м) гравелито-песчаниковая пачка имеет в разрезе скважины Невельской, где она была выделена Л. А. Веселовой и Л. Б. Паасикиви (1954 г.) как «нижняя толща» валдайского комплекса отложений. Пачка сложена красновато- и коричневатобурными песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями глин. Слои песчаников преобладают в разрезе и имеют мощность от 2 до 15 м. Песчаники разнозернистые, мелко- и среднезернистые, с примесью алевроитовых и гравийных зерен, реже с галькой кварца и полевых шпатов. Встречаются прослои гравелистых песчаников. Минеральный состав их сходен с минеральным составом песчаников аналогичной пачки, выделяемой на остальной территории. Для тяжелой фракции характерно довольно высокое содержание циркона.

Переход от песчаников к алевролитам постепенный. Алевролиты микрослоисты. По минеральному составу они такие же, как и песчаники, но несколько более слюдяные.

Глинистая (или алевроитово-глинистая) пачка выдерживается почти на всей рассматриваемой территории. Глины, слагающие основную часть пачки, уплотненные, в различной степени алевроитистые, тонкослоистые и массивные с раковистым изломом. В тонкослоистых разностях глин на плоскостях напластования встречаются слюдисто-алевроитовые присыпки, а также бурые сапропелитовые и пиритовые пленки. Глины имеют зеленовато-серую и темно-серую, местами буровато-коричневую, вишневою и табачно-желтую окраску.

По минеральному составу глинистых частиц чаще всего они являются каолинитово-гидрослюдистыми, реже (разрез скважины Пестовской) монтмориллонитовыми и гидрослюдистыми. Бурые разновидности глин обогащены гидроокислами железа. Алевроитовая фракция глин состоит из кварца, полевых шпатов и слюд, встречаются пирит и черные рудные минералы.

Глинистая пачка отчетливо выделяется в многочисленных разрезах на севере территории. Также отчетливо выделяется она и в южных разрезах скважин Паниковичи (интервал глубин 599,6—607,5 м), Порховской (777—801 м), Старорусской (865—884 м), в скважинах к северу и к югу от Новгорода (в деревнях Тютюцы, Подберезье, Зайцево и др.) и в Пестовской скважине (1558,0—1583,0 м).

В отдельных частях территории наблюдаются некоторые изменения в строении и составе описываемой пачки. На северо-западе Ленинградской области в районе городов Усть-Луги и Нарвы глины замещаются глинистыми алевролитами и песчаниками. В разрезах южной части Карельского перешейка (скважины Камешки, Вартемяки), а также в Юго-Западном Приладожье (скважины Березовка, Лаврово и др.) глинистая

пачка содержит в нижней части алевроитовые и песчаные прослои, не выдержанные по простираанию, мощностью от 2 до 4 м. Эти песчаники в основании прослоев разнозернистые, выше переходят в мелкозернистые, серые и зеленовато-серые. По минеральному составу они полевошпатово-кварцевые. Песчаники характеризуются косой и горизонтальной слоистостью, содержат местами включения аргиллитовых галек. Цемент глинистый, кремнисто-глинистый, участками карбонатный.

В разрезе гдовского горизонта, вскрытом Невельской скважиной, почти половину объема глинистой пачки занимают песчаные и алевролитовые прослои. Эти прослои также приурочены в основном к нижней половине пачки.

Прослои алевролитов, залегающие в глинах этой пачки имеются также и в разрезах Крестецких скважин.

Песчано-алевритовая пачка составляет обычно больше половины разреза гдовского горизонта. Пачка по Унифицированной схеме (1965 г.) составляет базальную часть верхневалдайского циклического комплекса.

Нижняя граница песчано-алевритовой пачки не всегда выражена достаточно четко. Местами глины средней пачки в значительной степени песчанистые и алевроитистые постепенно сменяются вверх по разрезу песчано-алевритовыми породами верхней пачки (скважины Лаврово, Хвалово, Углы, Паша и др.). Только в районе среднего течения Свири эта граница выражена вполне отчетливо благодаря тому, что в основании верхней пачки имеется тонкий (0,20—0,30 м) прослой мелкогалечникового конгломерата (скважины Карпиничи, Тумазы и некоторые другие). Нигде на остальной части территории такой прослой конгломерата в нижней части пачки не был встречен.

Песчано-алевритовая пачка сложена неравномерно переслаивающимися песками, песчаниками, алевролитами, алевролитами и глинами. Пески и песчаники в большинстве случаев преобладают в ее нижней части. Глины и алевролиты, как правило, развиты в верхней части.

Песчаники в основании разреза средне- и мелкозернистые, кверху сменяются мелко- и тонкозернистыми в различной степени глинистыми. Они окрашены в зеленовато-серый и зеленовато-светло-серый цвет. По минеральному составу песчаники полевошпатово-кварцевые, иногда со значительным преобладанием кварцевого материала, слюдястые. Цемент глинистый, участками карбонатный. В песчаниках наблюдается волнистая и косая слоистость.

Алевролиты и алевроиты чаще образуют прослойки мощностью от долей сантиметра до нескольких сантиметров, реже слагают почти целиком верхнюю часть песчано-алевритовой пачки, а местами (Крестецко-Валдайский район) преобладают над песчаниками. По составу зерен, цемента и по окраске они аналогичны песчаникам. В алевролитах хорошо выражена тонкая горизонтальная и волнистая слоистость. На плоскостях напластования присутствуют скопления слюды и порошкового пирита.

Глины тоже составляют обычно тонкие прослойки в песчано-алевритовой пачке, реже образуют значительные по мощности (2—3 м) прослои. В южных разрезах скважин (Зайцевская, Крестецкая, Валдайская и Пестовская) глины слагают большую часть пачки. Они отличаются от глин средней пачки более однотонной зеленовато-серой и реже буровато- и розовато-коричневой окраской и более ясно выраженной тонкой слоистостью. В глинах на плоскостях напластования встречаются темно-бурые битуминозные пленки. Состав глин гидрослюдистый, редко монтмориллонито-гидрослюдистый (в разрезе скважины Песто-

во). Общая мощность песчано-алевритовой пачки изменяется от 10—15 до 45—48 м, но чаще колеблется от 20 до 30 м.

Из органических остатков в гдовском горизонте известен только комплекс спор. Е. М. Андреева из разрезов скважин Саблино, Старая Русса, Крестцы (1-р), Пестово определила следующие формы, характерные для гдовского горизонта Северо-Запада и Запада Русской платформы: *Protoleiosphaeridium clarum* Andr., *P. araneosum* Andr., *P. nervatum* Tim., *P. flavidum* Andr., *P. leguminiforme* Andr., *P. sigillarum* Andr., *Zophosphaeridium clavulatum* Andr., *Orygmato-sphaeridium compressum* Andr., *O. rubiginosum* Andr., *Zonosphaeridium distermimem* Andr.

По определениям Б. В. Тимофеева в скв. Пестово присутствуют *Trachyoligotripletum hyalinum* (Naum.) Tim., *T. minutum* (Naum.) Tim., *Leioligotripletum minutissimum* (Naum.) Tim. (рис. 14* и 15).

Котлинский горизонт (Pt_{3kt}). Наименование горизонта, происходящее от о. Котлин на Финском заливе, было предложено Б. С. Соколовым (1958).

Отложения котлинского горизонта в пределах рассматриваемой территории отсутствуют только в северной части Карельского перешейка. Под четвертичными отложениями котлинский горизонт прослеживается неширокой полосой, протягивающейся вдоль южного берега Финского залива, в южной части Карельского перешейка, через г. Ленинград и его окрестности.

Отложения котлинского горизонта выходят на поверхность в нескольких местах по южному берегу Финского залива: у самого уреза воды около д. Шепелево, на участке пляжа между г. Ломоносовым и г. Петродворцом, а также по берегам р. Коваши. Самое крупное, высотой более 6 м, обнажение «ляминаритовых глин» известно в обрыве II морской террасы на берегу Черной Речки у д. Большая Ижора вблизи Ленинграда. Отложения котлинского горизонта полого погружаются к юго-востоку под согласно перекрывающие его отложения балтийской серии нижнего кембрия и более молодые палеозойские образования. На северо-востоке территории, в бассейне Свири, котлинский горизонт перекрывается красноцветными песчано-глинистыми отложениями верхнего девона.

Глубина залегания котлинского горизонта увеличивается с севера на юг, юго-восток в направлении от Балтийского щита к Московской синеклизе, от 40—70 м в предглинтовой низменности до 1250 м в районе г. Валдая и 1430 м в районе г. Пестово.

Нижняя граница котлинского горизонта выражена не всегда отчетливо, так как переход песчано-алевритовых пород верхней части гдовского горизонта к преимущественно глинистым породам котлинского горизонта постепенный. Верхняя граница котлинского горизонта также выражена неясно. На северо-западе Ленинградской области, где котлинский горизонт представлен глинами, а перекрывающая его ломоносовская свита песчаниками, эта граница отчетлива. На всей остальной площади (восточная половина Ленинградской области, Псковская и Новгородская области) переход от котлинского горизонта к вышележащей толще переслаивания песчаников алевритов и глин ломоносовской свиты постепенный и граница между ними в отдельных разрезах условна.

Мощность котлинского горизонта более постоянна, чем гдовского, отложения которого нивелируют неровности поверхности фундамента. Наименьшая мощность его (80—100 м) наблюдается в области сравнительно высокого положения погруженной части склона Балтийского

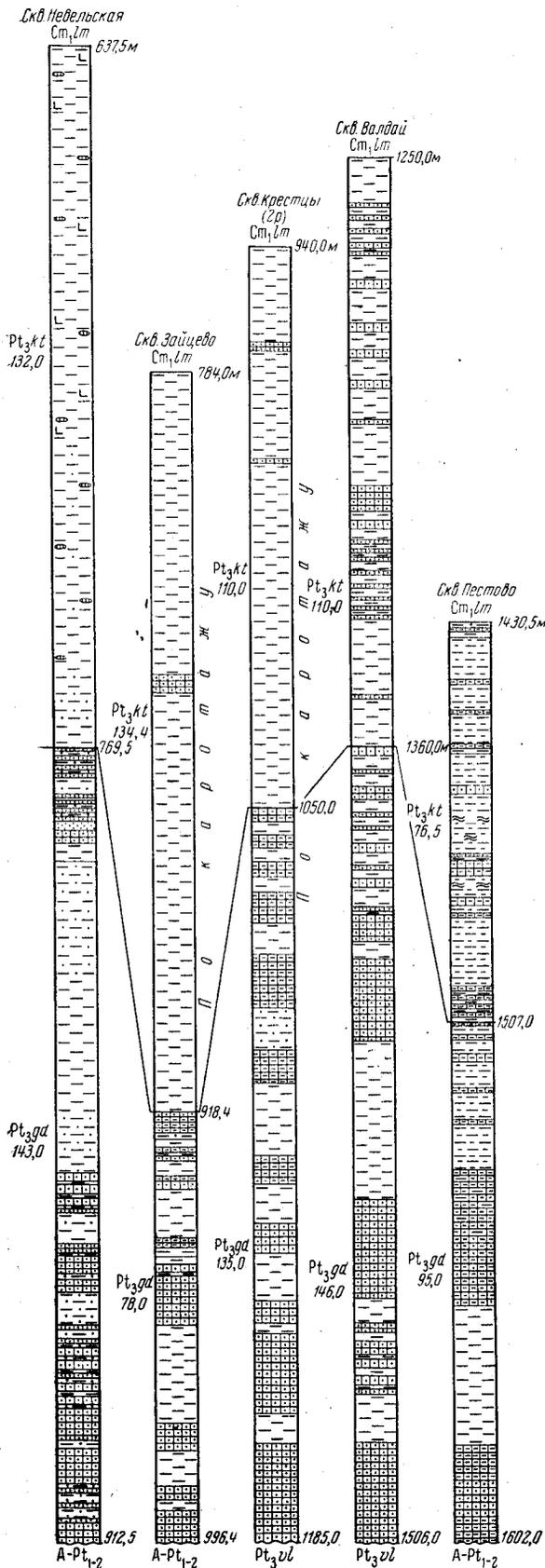


Рис. 15. Разрезы валдайской серии южных районов северо-западной части Русской платформы, А. С. Яновский (1969 г.).
 Условные обозначения см. рис. 14*

щита, в районе городов Кингисеппа, Сланцы и д. Волосово, а также в бассейне среднего течения Свири (скважина Тумазы). С продвижением на юго-восток мощность горизонта постепенно увеличивается, достигая 170 м в районе поселков Померанье и Ушаки. Однако в наиболее южных разрезах мощность меньшая — 143 м (скважина Невельская), 105—110 м (Крестецкие и Валдайская скважины). Последнее, возможно, объясняется тем, что эти районы располагаются в области более крутого склона Московской синеклизы. Помимо регионального уменьшения мощности, по мере приближения к Балтийскому щиту, наблюдается сокращение ее в областях, испытывавших в котлинское время поднятие. Так, в районе Локновского поднятия мощность этого горизонта уменьшается от 45 м (скважина Черская) до 7,5 м (скважина Кубья). В пределах Пестовского поднятия, которое значительно удалено от выходов на поверхность кристаллических пород Балтийского щита, она составляет всего 76,5 м, в то время как на прилегающих к поднятию территориях мощность достигает 150—160 м.

Котлинский горизонт на рассматриваемой территории характеризуется сравнительным постоянством разреза. Он представлен однообразной толщей плотных глин в различной степени алевритовых, серого и зеленовато-серого цвета, на отдельных участках с буроватым оттенком. Характерной особенностью их является тонкая слоистость, обусловленная частым, через 1—3 мм, переслаиванием глинистых и в различной степени алевритистых прослоек. На плоскостях напластования присутствуют многочисленные бурые пленки тонкозернистого пирита и органического вещества. Последние обычно называют ляминаритовыми пленками. Слоистость в глинах горизонтальная и мелковолнистая, косая. Кроме того, в глинах наблюдаются по всему разрезу складочки подводного оползания. Характерным является присутствие в глинах котлинского горизонта прослоев и линз (от 1 мм до 3 см, редко до 10—20 см), а также отдельных желваков и пленок сидерита желтобурого цвета. В шлифах видно, что это мелкокристаллический железистый карбонат бурого и светло-коричневого цвета, иногда с включениями отдельных мелких зерен кварца и тонкозернистого хлорита.

На некоторых участках в глинах наблюдаются трещинки, заполненные алевритовым материалом. По трещинкам и по слойкам часто заметны смещения.

Глины котлинского горизонта гидрослюдистые, частично монтмориллонито-гидрослюдистые и в меньшей мере каолинитовые. Химический состав глин (Кремнева, 1953 г.) довольно однообразен и характеризуется следующими показателями: SiO_2 55—64%, Al_2O_3 16—25%, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 5—16%, TiO_2 0,2—0,7%, MnO 0,0—0,8%, CaO 0,3—0,9%, K_2O 1,8—2,8%, Na_2O 0,7—1,7%, SO_3 0,02—0,1%.

В шлифах в глинах наблюдается алевропелитовая и пелитовая структура и микрослоистая текстура. Тонкодисперсное глинистое вещество светло-бурой окраски. Алевритовый материал в глине присутствует в рассеянном виде, а также концентрируется в микрослойки; его содержание достигает 40%; состав преимущественно кварцевый, наблюдается примесь зерен калиевых полевых шпатов, плагиоклаза и чешуек слюды, а также хлорита, сидерита и единичных зерен глауконита.

Нижняя часть котлинского горизонта в разрезах многих скважин Ленинградской области (скважины Сиверская, Поповка, Березовка, Костово и др.) характеризуется присутствием более частых и более мощных алевролитовых, а также песчаниковых прослоев. В самых низах горизонта песчаники, образующие прослои в глинах, более грубозернистые — от средне- до крупнозернистых и гравелистых, выше по разрезу они сменяются мелкозернистыми и переходят в алевролиты. В песчани-

ках и алевролитах также наблюдается тонкая горизонтальная и волнистая слоистость, обусловленная наличием на плоскостях напластования слюдистой «присыпки» и тонкозернистого пирита.

На северо-востоке Ленинградской области, в районе Онежско-Ладожского перешейка, а также в пределах Локновского и Пестовского поднятий отложения котлинского горизонта имеют некоторые отличия от разрезов большей части территории.

В северо-восточных районах (скважины Шамокша, Гонгинская, Каргиничи, Тумазы и др.) породам котлинского горизонта свойственны красная и бурая окраски и большая песчанность. Здесь очень редки пленки органического вещества и почти полностью отсутствует сидерит. Однако на соседних территориях с юга (бассейны нижнего течения Ояти и Паши) в котлинских глинах уже встречаются тонкие лентовидные темно-бурые и черные пленки, которые, по-видимому, являются остатками водорослей.

В пределах Локновской структуры (разрезы скважины Кубья, Паниковичи, Локно, Полухново, Черская, Понкули и др.) в верхней части толщи серых тонкослойных глин появляются прослои песчаников и алевролитов, а в самом верху в некоторых разрезах (скважина Паниковичи) — пачка каолинистых глин. Это свидетельствует о неоднократном обмелении бассейна в конце котлинского времени и о возникновении изолированных участков суши, на которых формировалась кора выветривания.

В разрезе Пестовской скважины в котлинском горизонте преобладают глины бурые, коричневые, реже зеленовато-серые, обогащенные в различной степени алевритовым материалом. Преобладание же в нем песчаников и алевролитов наблюдается в разрезе Валдайской скважины.

Органическими остатками отложения котлинского горизонта бедны. В глинах котлинского горизонта (в разрезе скважины Алеховщина) Е. П. Брунс (1966) обнаружены «лентовидные» и шишкоподобные остатки с ячеистой структурой, которые, по мнению Г. П. Радченко (устное сообщение), представляют собой слоевища водорослей, находящиеся в состоянии спороношения. Характерный для котлинского горизонта комплекс спор встречен в разрезах скважин Саблино, Старая Русса, Крестцы 1-р, Пестово.

По Е. А. Андреевой, он представлен следующими формами: *Protoleiosphaeridium leguminiforme* Andr., *P. cultum* Andr., *P. stipticum* Andr., *P. sigillarum* Andr., *P. undosum* Andr., *P. prolixum* Andr., *P. debilum* Andr., *P. foveum* Andr., *Trachysphaeridium ruminatum* Andr., *Lophosphaeridium clavulatum* Andr., *Orygmato-sphaeridium compressum* Andr., *O. rubigonosum* Andr., *Zonosphaeridium azosolutum* Tim., *Z. lichnidum* Andr., *Z. unisseriale* Andr., *Pseudozonosphaeridium amiliformis* Andr., *Ps. infrequentum* Andr., *Ps. populosum* Andr., *Ps. muriceum* Andr., *Ps. glomerabile* Andr. Б. В. Тимофеев (1939 г.) определил в котлинском горизонте скважины Пестово следующий комплекс характерных спор: *Trachualetes conglutinatus* sp. nov., *Trachytriletes minutus* Naum., *T. incrassatus* (Naum.) Tim., *T. obsoletes* (Naum.) Tim., *T. laminaritum* Tim., *T. hyalinum* (Naum.) Tim., *Leiotriletes minutissimus* Naum.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

В составе кембрийской системы в Прибалтике и Ленинградской области, по решению Межведомственного стратиграфического совещания 1962 г. (1965) выделяются нижний отдел, представленный балтийской серией, и средний отдел, к которому относится тискреский гори-

зонт. Такой объем кембрия значительно отличается от первоначально-го, когда в кембрий включались подстилающие балтийскую серию отложения гдовских и ляминаритовых слоев, выделенные сейчас в валдайскую серию вендского комплекса верхнего протерозоя.

Систематическое изучение отложений кембрийской системы начинается только со второй половины прошлого столетия. Среди немногочисленных работ особое значение имели работы Ф. Б. Шмидта (1858—1897 гг.), который дал первую стратиграфическую схему этих отложений. В нижний отдел кембрия он выделил песчаники, толщу голубых глин (разделенную впоследствии на ляминаритовые и синие глины), зофитоновые и фукоидные песчаники; к верхнему отделу отнес оболовые песчаники и диктионемовые сланцы. А. Миквитц (1896, 1911) дал подразделениям Ф. Б. Шмидта буквенные обозначения: A_1a — песчаники, A_1b — голубые глины, A_1c — зофитоновые песчаники и A_1d — фукоидные песчаники.

Стратиграфией древнейших отложений Эстонии занимался А. Эпик (1925—1933 гг.), выделивший нижние песчаники и конгломераты, нижнюю часть синей глины (ниже уровня моря), зону *Hyolites* «Лонтова», зону с *Volborthella* («Люкати») и зону со *Scenella* («Какумяги») в зофитоновых песчаниках, зону с *Diplocraterion* («Гискре»).

Разработкой стратиграфии кембрийских отложений Ленинградской области занимались М. Э. Янишевский и Б. П. Асаткин.

М. Э. Янишевский (1932, 1939, 1948), изучавший на протяжении многих лет отложения этого возраста, пришел к выводу о том, что всю толщу пород от гдовских слоев до оболовых песчаников более правильно рассматривать как один цикл седиментации и относить ее к нижнему кембрию на основании нахождения в синих глинах нижнекембрийской фауны. Вышележащую песчаную толщу, залегающую над синими глинами, на основании находок раковин *Obolus* он отнес целиком к унгулитовому (оболовому) песчанику нижнесилурийского (ныне ордовикского) возраста.

М. Э. Янишевский существенно пополнил палеонтологическую характеристику синих глин, данную первоначально Э. И. Эйхвальдом и А. Эпиком, описанием двух новых видов трубчатых червей — *Serpulites petropolitanus* и *Sabellidites cambriensis* (1924) и древнейшего трилобита *Gdowia assatkini* (1950).

Б. П. Асаткин (1936, 1937, 1941, 1944) также относил всю толщу пород, залегающую на кристаллическом фундаменте и перекрытую фукоидными песчаниками, к нижнему кембрию. Между ляминаритовыми и синими глинами он выделил пачку песчаников, получившую впоследствии самостоятельное стратиграфическое значение как надляминаритовые слои (ныне ломоносовская свита). В верхней песчаной толще Б. П. Асаткин выделил аналоги зофитоновых песчаников и отнес их к нижнему кембрию и фукоидные — к верхнему и среднему кембрию.

Изучением песчаной толщи, залегающей между синими глинами и диктионемовыми сланцами, занимались Н. В. Потулова (1927), Б. А. Некрасов (1938) и Л. Б. Рухин (1939).

Н. В. Потулова (1927) делит песчаную толщу на три отличных друг от друга литологических горизонта, которые не получили стратиграфического наименования, но легко сопоставляются — нижний с зофитоновыми, средний с фукоидными и верхний с унгулитовыми (оболовыми) песчаниками. Галечно-валунному прослою на границе между средним и верхним горизонтами она приписывает конкреционное происхождение. Всю песчаную толщу, заключенную между синими глинами и диктионемовыми сланцами, Н. В. Потулова относит к нижнему силуру (ордовику).

Б. А. Некрасов (1938), проводивший детальное изучение этих отложений, вводит новое наименование для фукоидных песчаников — «ижорские слои». Он обосновывает наличие перерыва между ижорскими и оболочными песчаниками, отмеченного присутствием базального конгломерата.

Л. Б. Рухин (1939) в сводке по стратиграфии и литологии кембро-силурийской песчаной толщи расчленяет ее по обнажениям на реках Тосне и Волхове по литологическим признакам на четыре свиты: лужскую, саблинскую, ладожскую и тосненскую. Лужскую свиту он сопоставляет с эофитоновыми песчаниками нижнего кембрия; саблинская и ладожская свиты соответствуют фукоидному песчанику и датируются средним кембрием. По представлениям Л. Б. Рухина, ладожская свита распространена только на востоке Ленинградской области. Тосненская свита соответствует собственно оболочным песчаникам и входит в состав нижнего силура (ордовика) или предположительно — верхнего кембрия.

Исследования З. А. Богдановой (ВНИГРИ, 1944 г.) показали, что рассматриваемые отложения (синие глины и подстилающие их надляминаритовые песчаники) отвечают одному циклу осадконакопления, который вместе с более древним циклом, объединяющим гдовские и ламинаритовые слои, составляет один крупный циклический комплекс. Б. С. Соколов (1952) впервые поставил вопрос о необходимости объединения синих глин и надляминаритовых песчаников в одно крупное стратиграфическое подразделение и предложил для него название «балтийская серия». Ижорские слои он сопоставил с горизонтом квасцовых сланцев Норвегии и высказал предположение об их среднекембрийском возрасте.

Н. С. Шатский (1952) также проводил нижнюю границу кембрийской системы на Русской платформе в основании балтийской серии. Это обсуждалось на Межведомственном стратиграфическом совещании в 1962 г. и вошло в Унифицированную схему (1965 г.).

Наличие в разрезе древних осадочных отложений на территории Ленинградской области и Прибалтики среднего кембрия, условно выделенного решением Межведомственного стратиграфического совещания 1962 г. в объеме тискреского (ижорского) горизонта, нельзя считать доказанным, что объясняется отсутствием четких следов перерыва в осадконакоплении внутри преимущественно песчаных отложений верхней части разреза кембрия этой территории. А. Элик (1956) и Т. Н. Давыдова (1964) считают, что породы верхней, какумягинской, пачки пиритаской свиты (эофитоновых слоев) и лежащих выше тискреских слоев представляют собой единый комплекс, залегающий с границей размыва на нижней люкатинской пачке. Соответственно этому они относят люкатинскую пачку к верхам балтийской серии, а какумягинскую пачку и тискреские песчаники к верхней части нижнего кембрия. Отложения среднего кембрия на территории северо-запада Русской плиты, по мнению этих исследователей, отсутствуют.

Большое значение для познания строения, состава, мощности, границ распространения кембрийских отложений на рассматриваемой территории имело проведенное здесь в 50-х годах бурение опорных скважин в связи с поисками нефти и газа. Материалы бурения обрабатывались Е. П. Александровой, Л. А. Веселовой, А. Н. Гейслером, А. С. Корженевской, В. А. Котлуковым, Н. А. Кудрявцевым, В. А. Кузнецовым, Е. М. Люткевичем, Н. С. Меламедом, Л. Б. Паасикиви, М. И. Пейском, Л. И. Станкович, В. Н. Сухановым и др.

Значительно пополнились фактические данные о кембрийских отложениях в результате проведенных Северо-Западным геологическим уп-

равлением геологосъемочных работ (В. А. Селиванова, 1959, 1960, 1963, 1966 гг.; Е. А. Петрова, 1960, 1961 гг.; А. И. Шмаенок, 1961, 1962 гг.; А. А. Сенюшов, 1962, 1963 гг.; З. М. Мокриенко, 1963, 1966 гг.; А. М. Оганесова, 1965, 1968 гг.; А. С. Яновский, 1965, 1970 гг.).

В соответствии с Унифицированной стратиграфической схемой (1965) кембрийская система на территории Северо-Запада Русской платформы выделяется в объеме ломоносовской (надляминаритовые песчаники), лонтоваской (синие глины) и пиритаской (зофитоновые песчаники) свит, составляющих нижний отдел системы, и тискреского горизонта (ижорские песчаники), условно отнесенного к среднему отделу кембрия. Ломоносовская, лонтоваская и пиритаская свиты объединены в балтийскую серию, отражающую в целом единый крупный цикл осадконакопления.

Кембрийские отложения на рассматриваемой территории распространены почти повсеместно. Они отсутствуют только на Карельском перешейке, в Приневской впадине (в районе Ленинграда) и на побережье Финского залива и Ладожского озера. Залегают кембрийские отложения непосредственно под толщей ордовикских, девонских и четвертичных пород на глинах котлинского горизонта валдайской серии верхнего протерозоя. Выходы их на поверхность встречаются лишь в пределах неширокой предглинтовой полосы и в основании глинта. На севере территории, где верхняя часть кембрийских отложений уничтожена эрозией, мощность их составляет 30—70 м. Полная же мощность кембрия в Ленинградской области обычно 120—150 м. На юге территории, в районе г. Валдая она составляет 158 м, а максимальная — 205 м известна в разрезе Пестовской скважины. В пределах Ложновской структуры, испытывавшей в кембрийское время поднятие, мощность кембрийских отложений всего 26—85 м. В районе г. Невеля неполная мощность — 118,5 м (вследствие размыва кембрийских осадков более поздней, преддевонской эрозией). Следует отметить, что характер изменения мощности всей толщи отложений кембрийской системы не может раскрыть историю геологического развития территории в кембрийский период, так как соотношение мощностей отдельных стратиграфических подразделений, входящих в эту систему, значительно меняется. Например, в разрезе кембрия Пестовской скважины, общая мощность которого 205 м, сокращенную мощность имеют ломоносовская (29 м) и лонтоваская свиты (38 м) и большую мощность (138 м) пиритаская свита, в то время как на всей остальной площади общая мощность ломоносовской и лонтоваской свит значительно превышает мощность пиритаской свиты. Это свидетельствует о том, что в начале раннего кембрия район г. Пестово развивался как поднятие, а во время отложения пиритаской свиты здесь началось погружение, которое продолжалось в течение ордовика и девона.

Нижняя граница кембрийских отложений выражена не всегда отчетливо. В южных и восточных районах переход от песчаных глин верхней части котлинского горизонта к песчано-алевритовым породам основания балтийской серии постепенный.

Граница кембрийских отложений с перекрывающими их породами ордовика проходит в сравнительно однородной песчаной толще, которая получила название кембро-ордовикской и по разрезам скважин устанавливается с трудом; как правило, она проводится условно. Только в обнажениях в районе глинта, на севере территории, наблюдаются следы размыва песчаников тискреского горизонта, венчающих разрез кембрия. В основании оболовых песчаников (пакерортский горизонт) в этих разрезах залегают базальный конгломерат.

Нижний отдел

Балтийская серия

Ломоносовская свита (Ст₁lm). Отложения ломоносовской свиты представляют собой базальные слои балтийского циклического комплекса.

Наименование свиты было предложено Б. С. Соколовым (1958) и происходит от г. Ломоносова, расположенного на южном берегу Финского залива.

Ломоносовская свита широко распространена на рассматриваемой территории. Область выхода ее под четвертичными отложениями протягивается узкой полосой (от 0,5 до 2,0 км, редко до 5—10 км) вдоль южного побережья Финского залива, от г. Усть-Луга, через г. Ломоносова на пос. Стрельна, южнее Ленинграда, затем по южному берегу Ладожского озера и вдоль р. Свири почти до г. Лодейное Поле. Южнее ломоносовская свита скрывается под отложениями лонтоваской свиты («синие глины»), а восточнее г. Лодейное Поле — под отложениями верхнего девона.

Обнажения ломоносовской свиты известны на берегу р. Коваши, около д. Шишкино, на побережье Финского залива близ д. Большая Ижора, и на берегах р. Сяси — в нижнем ее течении, а также по берегам Ново-Ладожского канала к востоку от г. Новая Ладога.

Нижняя граница ломоносовской свиты выражена неодинаково отчетливо в различных районах территории. На северо-западе Ленинградской области в районе Петергофа, Ломоносова и пос. Стрельна она более четкая: здесь на глинах котлинского горизонта залегают разнородные песчаники ломоносовской свиты. В разрезах южной и восточной частей территории наблюдается постепенный переход от песчаных глин в верхней части разреза котлинского горизонта к песчаникам ломоносовской свиты. В связи с этим нижняя граница ломоносовской свиты здесь проводится условно.

Верхняя граница свиты также в большинстве случаев нечеткая, так как переход от песчано-алевритовых пород ломоносовской свиты к глинам лонтоваской свиты постепенный. Обычно породы ломоносовской свиты хорошо выражены на каротажных кривых.

Мощность ломоносовской свиты колеблется от нескольких метров до 20—30 м, в единичных случаях до 50 м. Минимальная мощность (2—3 м) наблюдается на северо-западе Ленинградской области, в районе Ломоносова, Петродворца и пос. Стрельна; к восток-северо-востоку, в Волховском районе, она возрастает до 23,1 м (скважина Маршагино) и 24,5 м (скважина Малашаты), на юге до 33 м (скважина Порховская). Максимальная мощность фиксируется в Крестецком районе (43—50 м), где разрез нижнего кембрия отличается большей глинистостью. Последнее объясняется положением разреза в более погруженных частях Московской синеклизы. Это отражается и на границе базальных отложений балтийского циклического комплекса, которая здесь еще менее отчетлива, чем на остальной территории. В районе Локновского поднятия мощность свиты 9—20 м. На Пестовском поднятии, которое в начале раннего кембрия продолжало свое развитие как положительная структура, она составляет 22 м, что в 2 раза меньше мощности ломоносовской свиты в соседнем Крестецком районе.

На большей части площади своего распространения ломоносовская свита сложена неравномерно переслаивающимися песчаниками, алевритами и глинами. В западных районах Ленинградской области в ее

строении принимают участие песчаники, заключающие редкие тонкие прослои алевролитов и глин. Песчаники, слагающие нижнюю часть свиты мощностью от 0,5 до 2,0 м (редко больше), по преимуществу мелкозернистые и среднезернистые, местами крупнозернистые, имеют светло-серую окраску, иногда с зеленоватым и розоватым оттенком, тонкогоризонтально- и косослоистые. Слоистость обусловлена распределением по слоям обломочного материала различной крупности зерна, присутствием тонких глинистых примазок и скоплений по плоскостям наложения слюды и зерен глауконита. Песчаники преимущественно кварцевые (60—80% и более), с небольшой примесью полевых шпатов и слюды. В тяжелой фракции встречаются циркон, хлорит, амфибол, дистен, рудные (пирит), местами глауконит, иногда сидерит или анкерит. Цемент песчаников и алевролитов — глинистый, кварцевый, местами карбонатный, по типу — выполнения пор и соприкосновения.

Алевролиты составляют меньшую часть разреза свиты, но в некоторых разрезах (скважины Маршагино, Сиверская, Пестовская и др.) преобладают. Мощность прослоев алевролитов колеблется от 0,10 до 0,50 м, в единичных случаях достигает 2—6 м. По минеральному составу они не отличаются от песчаников. Для них также характерна тонкая горизонтальная и косая слоистость. На плоскостях напластования алевролитов и песчаников наблюдаются бурые пятна тонкозернистого пирита, реже темно-бурые пленки органического вещества.

Глины присутствуют в разрезе свиты чаще всего в виде тонких прослоев и линз мощностью от нескольких сантиметров до 1 м, и только в единичных разрезах преобладают. Глины в различной степени песчанистые и алевритистые, зеленовато-серого цвета, обладают тонкослоистой текстурой, на плоскостях напластования содержат алевритовые присыпки и пленки тонкозернистого пирита. По минеральному составу глинистых частиц они относятся к гидрослюдистым. В алевритовой фракции глин преобладает кварц, содержится примесь полевых шпатов (от 5 до 25%) и меньше — слюды (мусковит, биотит, хлорит). В тяжелой фракции преобладают рудные, местами много циркона и титанистых минералов. Содержание граната, турмалина, рутила, брукита, сфена, дистена, ставролита, гиперстена составляет несколько процентов. Из аутигенных минералов встречаются единичные зерна глауконита; в породе присутствуют отдельные зерна и мелкие агрегаты кристаллов пирита. Иной характер ломоносовская свита имеет на юге территории. Так, в разрезах Крестецких скважин 1-р и 2-р и в Порховской скважине свита сложена преимущественно глинами с прослоями песчано-алевоитовых пород. Глины и алевролиты этих разрезов по составу и структуре аналогичны описанным для всей остальной территории.

В разрезе Невельской скважины в составе ломоносовской свиты (глубина 637,5—617,5 м) выделяются две пачки: нижняя, сложенная чередующимися слоями и линзами глин и алевролитов, и верхняя, представленная разнозернистыми песчаниками (прослой мощностью до 2 м), алевролитами и глинами. При этом в верхней части верхней пачки преобладают глины. В разрезах скважин Сиверской (Т. Н. Алихова, 1948 г.) и Паниковичи (Л. Б. Паасикиви, 1958 г.) в глинах и алевролитах отмечались следы ползания червей, выполненные алевритом. В глинах ломоносовской свиты в Порховской скважине (А. С. Корженевская, 1949 г.) были обнаружены остатки *Sabellidites cambriensis* Jan., а в разрезе скважины в районе г. Гатчины Л. Б. Паасикиви (1959 г.) найдены *Serpulites petropolitanus* Jan., а также *Saarina tenera* Sok. Кроме остатков червей, в отложениях ломоносовской свиты обнаруже-

ны споры, подтверждающие их нижнекембрийский возраст и характерные в целом для балтийской серии (рис. 16, 17).

Лонтоваская свита (*St. In*) (горизонт «синих глин»). Отложения лонтоваской свиты широко распространены на рассматриваемой территории, они отсутствуют только на Карельском перешейке, а также в полосе, прилегающей к южному берегу Финского залива, и в районе г. Ленинграда. Под четвертичными отложениями лонтоваская свита выходит в предглинтовой полосе, протягивающейся с запада на восток от р. Нарвы до р. Сяси. К югу от глинта отложения лонтоваской свиты полого погружаются на юго-восток под более молодые отложения палеозоя.

Обнажения лонтоваской свиты наблюдаются у подножия глинта и по долинам прорезающих его рек: Луги, Сисы, Воронки, Коваши, Черной Речки, Ижоры, Саблинки, Тосны, Поповки, Назин, Сари, Волхова и Сяси.

Скважинами эти отложения вскрываются в северных частях территории на глубинах от 20—30 до 150—200 м. В более южных районах Псковской и Новгородской областей в направлении к Московской синеклизе глубина залегания достигает 595 м (скважина Порховская), 630 м (скважина Старорусская), 800—1200 м (Крестецко-Валдайский район) и 1360 м (скважина Пестовская).

Нижняя и верхняя границы лонтоваской свиты выражены неотчетливо, так как литологический состав отложений, слагающих нижнюю и верхнюю части ее разреза, близок к литологическому составу подстилающих и перекрывающих пород. На большей части территории, южнее линии г. Гдов — г. Луга — ст. Сиверская и восточнее г. Тосно, ст. Шапки, лонтоваская свита перекрывается со стратиграфическим несогласием песчаниками тискреского (ижорского) горизонта, граница с которыми выражена отчетливо.

Мощность лонтоваской свиты сравнительно хорошо выдерживается на больших расстояниях. В пределах Ленинградской области полная ее мощность колеблется от 100 до 120—130 м, постепенно уменьшаясь с севера на юг и с запада на восток. В Лужском районе мощность лонтоваской свиты сокращается до 70—80 м, к г. Старая Русса до 58 м, в Крестецко-Валдайском районе до 27—50 м. На Локновской структуре мощность свиты 30 м. На Пестовском поднятии она составляет 38 м (скважина Пестовская).

Лонтоваская свита представлена сравнительно однообразной толщей глин, содержащих местами маломощные редкие прослои песчаников и алевролитов. Глины голубовато- или зеленовато-серые, на отдельных участках с фиолетовыми, красноватыми и коричневыми полосами и пятнами, в различной степени алевроитистые и песчанистые, массивные и неравномернослоистые, пластичные. Слоистость обусловлена присутствием тончайших, в доли миллиметра, слюдисто-алевроитовых пропластков и присыпок на плоскостях напластования. Цвет алевроита — светло-серый и зеленоватый. Характерным признаком глин является присутствие присыпок темно-бурого порошковидного пирита, образующих короткие лентовидные прерывистые полоски миллиметровой ширины. Пирит встречается, кроме того, по всей толще глин в отдельных кристаллах или в конкрециях. В сухом состоянии глины сланцеватые, но наряду с этим встречаются и массивные с полураковистым изломом. Глины гидрослюдистые, реже монтмориллонитовые.

Химический состав глин отличается постоянством на всей территории. Глины из обнажения у д. Большая Ижора и из керна скв. Копорье и Мартышкино показали следующее содержание химических компонентов: SiO_2 57,92—70,98%, TiO_2 0,04—0,67%, Al_2O_3 12,02—

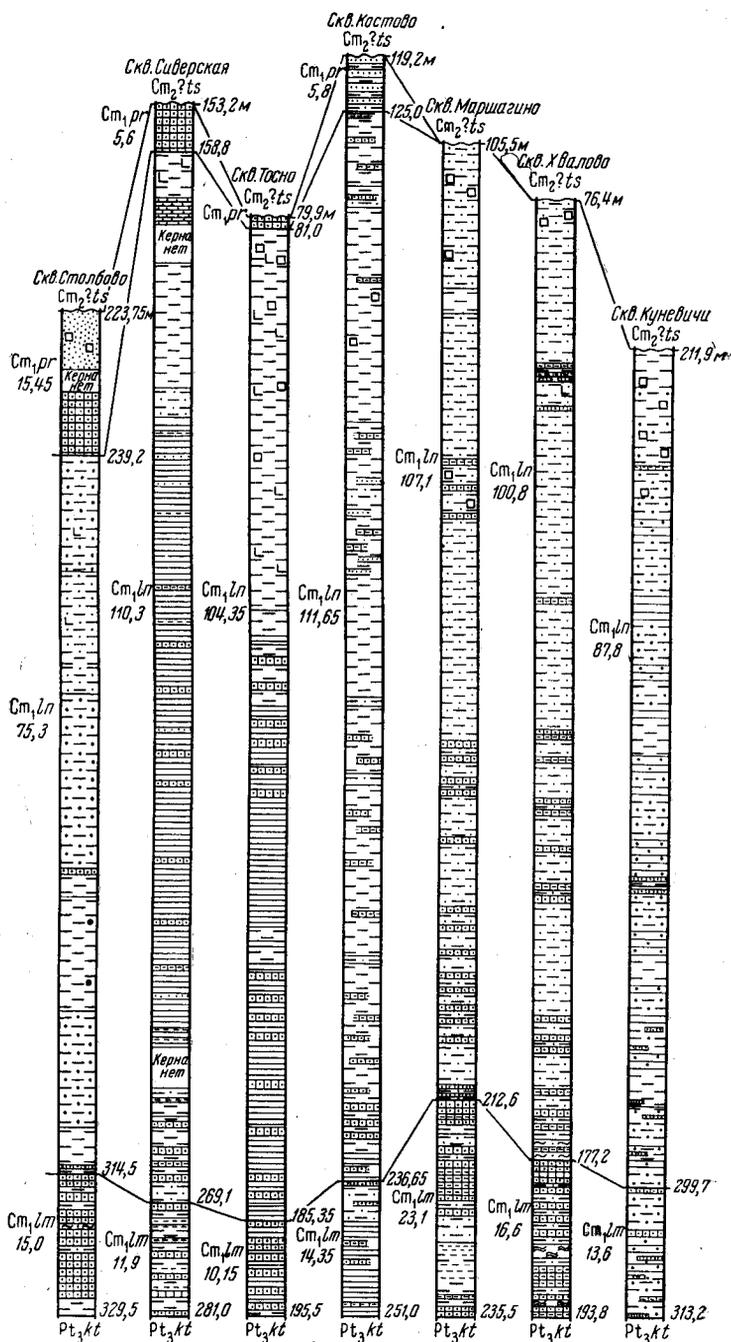


Рис. 16. Разрезы балтийской серии северных районов северо-западной части Русской платформы. А. С. Яновский (1969 г.)
Условные обозначения см. рис. 14*

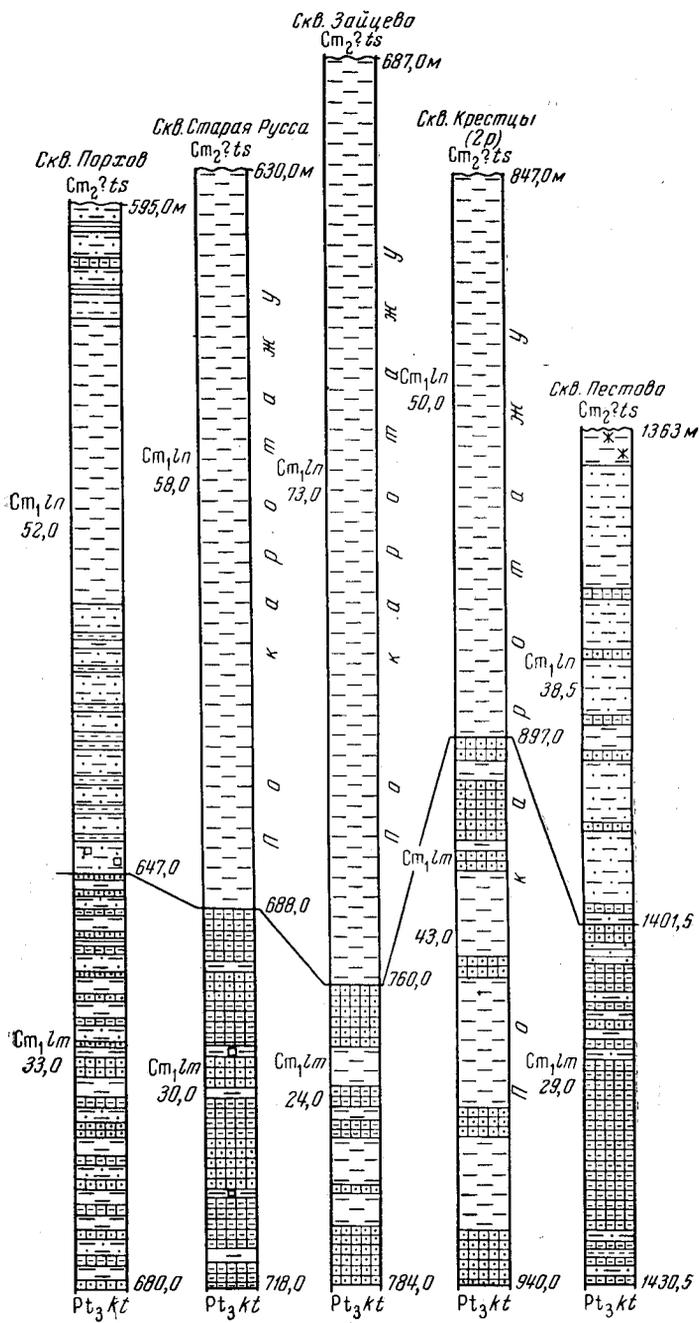


Рис. 17. Разрезы балтийской серии южных районов северо-западной части Русской платформы. А. С. Яновский (1969 г.)
Условные обозначения см. рис. 14*

19,31%, Fe_2O_3 4,37—4,72%, CaO 1,80—1,91%, MgO 1,98—2,67%; Cr_2O_3 следы — 0,49%, P_2O_5 0,03—0,05%, MnO 0,08—0,09%, Na_2O 0,21—0,86%. K_2O 3,50—5,60%; п. п. п. 4,18—5,86%.

В верхней части свиты глины часто каолинизированы. Это отмечается во всех разрезах южной части территории, а также и в некоторых северных разрезах Ленинградской области (скважина Мягры). В Сиверской скважине в самой верхней части толщи глин встречены мелкие глинистые галечки, образующие три тонких (3—5 см) прослоя, которые, возможно, свидетельствуют о кратковременных перерывах в конце формирования лонтоваской свиты.

В глинах содержится примесь алевритовых зерен; алеврит также составляет линзы и прослои различной мощности. Алеврит преимущественно кварцевый, с примесью слюды и калиевого полевого шпата; в малых количествах содержатся хлорит, глауконит, рудные минералы, отдельные зерна циркона, рутила и турмалина. Биотит и хлорит частично изменены в гидрослюду. Песчаники и алевролиты, образующие прослои и линзы мощностью от 2—3 мм до 10—30 см преимущественно в нижней части толщи глин, имеют светло-серую, иногда с зеленоватым оттенком окраску, тонкогоризонтально- и косослоистую текстуру, различную степень цементации. Они состоят в основном из зерен кварца, с подчиненным количеством полевых шпатов, слюды и хлорита. Характерно также присутствие аутигенного глауконита. Кроме того, встречаются, как правило, пирит и железистые карбонаты. Цемент глинистый, глинисто-кремнистый, реже карбонатный.

В разрезах скважин Костово, Мягры в верхней части толщи глин присутствуют тонкие (2—5 см) прослойки алевритистого доломита и известняка.

На северо-востоке Ленинградской области лонтоваская свита (скважина Гонгинская, интервал глубин 285,45—364,24 м) слагается преимущественно буровато-красной каолинит-гидрослюдистой глиной.

На юге территории, в Невельской опорной скважине, лонтоваская свита (интервал глубин 617,5—519 м) частично уничтожена преддевонской эрозией. В толще преобладают зеленовато-серые гидрослюдистые глины. В верхней части свиты нередко присутствуют глины, окрашенные в сиреневато-бурый цвет с коричневыми пятнами и полосами. Эти гидрослюдисто-каолинитовые глины, по-видимому, представляют собой сохранившиеся от размыва глубокие слои коры выветривания. В разрезах Крестецких и Пестовской скважин лонтоваская свита имеет значительно сокращенную мощность (36—50 м). Она сложена здесь серовато-зелеными каолинит-гидрослюдистыми глинами с тонкими прослойками и линзочками песчаников и алевролитов. Для этих разрезов характерно присутствие сравнительно мощной (от 5 до 7 м) выветрелой зоны. Глины этой части разреза имеют каолинитовый состав. Окраска их светлая, почти белая, табачно-желтые разности этих глин обогащены гидроксидами железа. Наличие коры выветривания на лонтоваских глинах свидетельствует о континентальном перерыве, наступившем после отложения осадков лонтоваской свиты.

Лонтоваская свита на рассматриваемой территории охарактеризована фауной. Здесь встречаются многочисленные остатки червей: *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Sabellidites cambriensis* Jan., *Serpulites petropolitanus* Jan., в западных районах Ленинградской области раковины *Mickwitzia monilifera* Linp., трилобит *Holmia* (*Schmidtlielus*) *mickwitzia* (Schm.) В разрезе скважины в районе г. Гдова найден трилобит *Gdowia assatkini* Jan. На соседней к западу территории в Эстонии, кроме того, в глинах встречены *Platysolenites lontowa* Örik, *Pleurotomaria kunda* Örik, *Hyalolithes mickwitzii* Örik. В лонтоваской

свите встречен также комплекс нижнекембрийских спор, список которых приводится в конце описания всей балтийской серии.

Пиритаская свита ($Ст_{1pr}$) на северо-западе Русской платформы выделена в объеме зофитоновых песчаников («Унифицированная схема», 1965 г.). Наиболее полно эта свита представлена в Северной Эстонии, где в ней выделяются две пачки: люкатинская и какумягинская.

В пределах Ленинградской области, в направлении от границы с Эстонией на восток происходит постепенное сокращение мощности свиты и в восточной части области она полностью отсутствует. Отсутствует она также и южнее широты г. Гдов — ст. Сиверская.

Под четвертичными отложениями пиритаская свита выходит узкой полосой (0,2—0,3 км) вдоль подножия глинта, за исключением участка между с. Копорье и г. Павловском, где она полностью размыта.

Обнажения пиритаской свиты встречаются по долинам рек, прорезающих глинт, — Луге, Кихтолке, Ламошке, Ижоре, Тосне, Саблинке. На Ордовикском плато пиритаская свита вскрывается многочисленными скважинами. Нижняя граница свиты, с подстилающей ее лонтоваской свитой, выражена неотчетливо, наблюдается постепенный переход от лонтоваских глин к песчано-глинистым отложениям нижней (люкатинской) пачки пиритаской свиты. Верхняя граница с тискрескими (ижорскими) песчаниками носит следы размыва, что хорошо видно в обнажениях на р. Луге. Еще более четко верхняя граница выражена на тех участках, где тискреские песчаники отсутствуют и где непосредственно на пиритаской свите лежат разнородные оболовые песчаники.

Мощность отложений пиритаской свиты непостоянная ввиду неравномерного размыва ее верхней части; она колеблется от 1 до 15,5 м. Мощность свиты по обнажениям на р. Луге составляет 12 м. К востоку она резко сокращается до 0,70 м (на р. Ламошке) и выклинивается на р. Копорке. По рекам Ижоре, Саблинке, Тосне мощность свиты составляет 3 м.

По скважинам установить верхнюю границу свиты довольно трудно из-за плохого выхода зерна при бурении по рыхлым песчаным породам. Мощность свиты по скважинам составляет 15,5 м (в д. Столбово), 9,5 м (д. Порхово), 5,5 м (ст. Сиверская), 3 м (д. Усадище), 1,1 м (пос. Тосно), 5,8 м (около д. Костово).

Пиритаская свита представлена толщей песчаников и алевролитов с частыми прослоями глин. На юго-западе территории своего распространения (скважина в д. Столбово) свита сложена преимущественно тонкозернистыми глинистыми песчаниками, глинистость которых увеличивается к ее основанию. Несколько севернее, в районе д. Порхово, пиритаская свита представлена часто переслаивающимися тонкоплитчатыми песчаниками, алевролитами и глинами. Такой же характер разреза прослеживается и в обнажениях на р. Луге, в нижнем ее течении. Восточнее, в пределах Ордовикского плато, пиритаская свита, вскрытая скважинами в деревнях Копорье, Муховицы, Медниково, Хотыницы, Грязно и в др., слагается в отличие от западных районов алевролитами глинистыми, реже песчаниками, с тонкими (2—5 см) прослойками глин, приуроченными чаще к нижней части свиты.

Песчанистость пород увеличивается еще дальше к востоку, в районе нижнего течения рек Ижоры, Тосны, Саблинки, а также в районе ст. Сиверская, пос. Тосно, д. Усадище и некоторых других. Глины здесь встречаются только в виде тонких миллиметровых прослоев, редко достигающих 20—30 см мощности. Там же в основании свиты появляется тонкий (3—5 см) прослой красно-бурого сильно ожелезненного песчаника.

Песчаники мелко- и тонкозернистые и алевролиты, слагающие пиритаскую свиту, светло-серые и зеленовато-серые, на востоке темно-серые, реже пестроцветные (разрез скважины Костово). Для них характерна тонкая слоистость — горизонтальная и косая. Минеральный состав преимущественно кварцевый (до 96%). Кроме кварца, содержится примесь полевых шпатов (от 1—5 до 20—25%), местами слюды — мусковита и биотита (до 8—12%), редких зерен глауконита и карбонатных пород. В западных районах отмечается в тяжелой фракции песчаников повышенное содержание циркона и иногда лейкоксена.

Глины, встречающиеся в виде тонких прослоев в толще песчаников и алевролитов, обычно темно-зеленовато-серые и голубовато-серые. Они в различной степени алевроитовые, с включениями зерен глауконита, тонкослоистые с бурыми пиритовыми пленками по плоскостям напластования, нередко с включениями мелких конкреций пирита. В обнажениях по рекам Саблинке, Ижоре, Тосне в песчаниках иногда встречается прослой темной, серовато-фиолетовой, сильнопесчаной глины, резко отличной от глин лонтоваской свиты.

Нижнекембрийский возраст пиритаской свиты определяется фауной, наиболее полно представленной в разрезах соседней с запада территории Эстонии. На западе Ленинградской области из обнажений по рекам Луге, Суме определены раковины *Mickwitzia monilifera* Linnaeus. Е. М. Андреева установила в разрезах балтийской серии следующий характерный комплекс спор: *Protoleisphaeridium planum* Andr., *P. tenerum* Andr., *P. sorediforme* Tim., *P. flavidium* Andr., *P. prolixum* Andr., *P. debilum* Andr., *Lophosphaeridium ruidum* Andr., *L. clavulatum* Andr., *Orygmatoleisphaeridium rubiginosum* Andr., *Zonosphaeridium rubiginosum* Andr., *Leioligotritileum minutissimum* Naum., *Trachyoligotritileum minutum* Naum.

Средний отдел

Тискреский горизонт ($См_2?ts$). Свое название горизонт получил от песчаников «Тискри», выделенных А. Эликом (1933) как наиболее молодые отложения кембрийского разреза Эстонии.

Тискреский горизонт принят в объеме фукоидных песчаников Ф. Б. Шмидта (1888), который относил их к среднему и верхнему кембрию. Б. А. Некрасов (1938) назвал эти песчаники ижорскими слоями и, так же как Б. П. Асаткин (1937), отнес их к среднему и верхнему кембрию. Б. С. Соколов (1952) сопоставил ижорские слои с квасцовыми сланцами Норвегии и на основании этого высказал предположение о среднекембрийском возрасте ижорских песчаников.

А. Элик (1926—1956 гг.) и Т. Н. Давыдова (1961, 1964) высказываются в пользу отнесения тискреского горизонта к нижнему отделу кембрия.

Вопрос о возрасте тискреского горизонта окончательно не решен. В отложениях этого горизонта не встречена руководящая для среднего кембрия фауна, а беззамковые брахиоподы, которые в них найдены, еще недостаточно изучены. Поэтому в Унифицированной стратиграфической схеме (1965) эти отложения отнесены к среднему кембрию условно.

Тискреский горизонт трансгрессивно залегает на размытой поверхности пиритаской свиты, а чаще непосредственно на глинах лонтоваской. Перекрывается он несогласно залегающими отложениями пакедорского горизонта нижнего ордовика.

К югу от глинта описываемый горизонт распространен почти повсеместно, отсутствует в пределах узкой приглинтовой полосы (шириной 8—10 км) на участке между р. Сумой и г. Красное Село и на юго-западе рассматриваемой территории (Невельская скважина).

Тискреский горизонт обнажается по долинам рек, пересекающих глинт: Луге, Суме, Ламошке, Славянке, Поповке, Ижоре, Тосне, Саблинке, Назии, Лаве, Саре, Волхову и Сяси. На остальной территории он вскрыт скважинами на глубине 20—30 м, на севере Ордовикского плато до 546 м в скважине Старорусской, до 803 м в скважине Крестецкой и до 1225,5 м в скважине Пестовской.

Нижняя граница горизонта, там, где он залегает на песчаниках пиритаской свиты, отчетливо выражена только в обнажениях, а по скважинам она определяется с трудом из-за плохого выхода керна. Проведение же этой границы с подстилающими глинами лонтоваской свиты как на юге, так и на востоке рассматриваемой территории не встречается затруднений.

Верхняя граница тискреского горизонта носит следы размыва, что можно видеть в обнажениях по рекам Луге, Ижоре, Тосне, Саблинке. В основании перекрывающих его оболовых песчаников ордовика наблюдаются скопления оболового детрита и железистые оолитовые конкреции. По разрезам скважин проведение верхней границы тискреского горизонта весьма условно также из-за плохого выхода керна.

Мощность тискреского горизонта закономерно увеличивается с севера на юг и юго-восток. В обнажениях по рекам Луге, Ижоре, Саблинке, Тосне, Назии, Лаве, Саре, Волхову и Сяси мощность на участках пересечения ими глинта более или менее выдерживается, составляя 12—15 м. К югу от глинта, по данным бурения, она увеличивается до 18—21 м (скважины Столбово, Порхово вблизи Кингисеппа, Хотыницы, Грязно, Тосно, Локновская группа). В восточных районах Ленинградской и на севере Новгородской областей (Волховский и Будогощинский районы) мощность горизонта достигает 25—35 м, резкое ее увеличение происходит в области Московской синеклизы — до 105 м в г. Валдае и 137,5 м в Пестовской скважине.

По данным А. Н. Гейслера (1955 г., 1960 г.), выделившего в разрезах Крестецких скважин в песчаной толще, залегающей между лонтоваскими глинами и карбонатными породами ордовика, три циклических комплекса, мощность тискреского горизонта, соответствующего нижнему циклу, составляет 42—44 м.

Тискреский горизонт почти повсюду представлен довольно однородной толщей белых или светло-серых (в обнажениях с желтым и красноватым оттенком) кварцевых, хорошо отсортированных мелкозернистых песков и слабо сцементированных песчаников. Только на отдельных участках встречаются прослойки плотносцементированных песчаников различной мощности и тонкие (в несколько сантиметров) прослойки глин. На юге территории, в разрезах скважин (Крестецких, Валдайской, Пестовской), вскрывающих тискреские песчаники, в центральных частях области их распространения глины приобретают большее значение, составляя в песчаной толще пачки мощностью от 1 до 5 м, реже до 10—12 м, встречающиеся по всему разрезу.

Для песков и песчаников характерна хорошая окатанность зерен и однородный, почти чисто кварцевый, состав. Содержание кварца достигает 99% и больше. В небольших количествах присутствуют полевые шпаты (от 1 до 8, реже до 10%), еще меньше — слюды (1—5%), встречается глауконит. Доли процента составляют турмалин, циркон и некоторые другие минералы тяжелой фракции. Состав цемента песчаников преимущественно глинистый и кварцевый, редко карбонатный.

В песках и песчаниках наблюдается тонкая горизонтальная и косая слоистость. Мощность косых серий изменяется от 0,5 до 0,7 м. Слоистость подчеркивается различной интенсивностью окраски тонких слоев, а также наличием на плоскостях наложения чешуек слюды или зерен глауконита.

Пески тискреского горизонта, характеризующиеся почти чисто кварцевым составом (кварца нередко более 99%), притом залегающие неглубоко от поверхности в районе Ордовикского глинта, представляют интерес для стекольной промышленности. Однако значительная примесь окислов железа не позволяет использовать их в производстве высококачественного стекла.

Глины тонкодисперсные, пластичные или алевритистые и песчанистые, зеленовато-серые, тонкослойные, по минеральному составу — гидрослюдистые и нередко каолинистые. Последние встречаются в разрезах скважин Локновской структуры и в нижней части горизонта в Старорусской и Крестецких скважинах. Присутствие прослоев каолинистых глин в низах песчаной толщи объясняется, по-видимому, перемывом и переотложением материала нижележащих лонтоваских глин с каолинистой корой выветривания.

Наибольшую мощность тискреский горизонт имеет в юго-восточной части территории. В разрезе Пестовской скважины она достигает 137,5 м. Район Пестово, ранее представлявший собой поднятие, что устанавливается по сокращенной мощности отложений валдайской серии и нижнего кембрия, в тискреское время являлся областью погружения. Тискреский горизонт представлен здесь кварцевыми светлоокрашенными песчаниками и алевролитами, заключающими пласты мощностью до 5 м и даже до 10 м глин, наиболее часто встречающихся в нижней части разреза горизонта. Глины гидрослюдистые, в верхней части разреза с сидеритом.

Фаунистически тискреский горизонт охарактеризован очень слабо. В песчаниках этого горизонта, обнажающихся по рекам Тосне, Ижоре, Славянке и в других местах, а также в разрезах скважины в районе г. Волхова (скважина Маршагино) и г. Чудово (скважины Красный Ударник и Померанье) встречаются беззамковые брахиоподы (обломки и целые створки раковин). По заключению В. Ю. Горянского, они представляют собой формы, близкие к ордовикским оболодам, но, видимо, являются новыми видами, пока еще не изученными. В этих же отложениях в Пестовской скважине обнаружены трубчатые образования, сходные с *Corophioides*, описанные А. Эпиком из тискреских отложений на территории Эстонии.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Изучение ордовикских отложений Ленинградской области относится к началу прошлого столетия и связано с именами К. Гревингга, Г. П. Гельмерсена, С. С. Куторги, Р. И. Мурчисона, А. Кайзерлинга, Е. Вернейля, А. Д. Озерского, Х. И. Пандера, Э. И. Эйхвальда и др.

Систематические стратиграфо-палеонтологические исследования начались с середины прошлого столетия, когда Ф. Б. Шмидт, изучая палеозойские отложения Прибалтики и Ленинградской области (1858—1908 гг.), создал классическую стратиграфическую схему ордовика, сохранившую свое значение и в настоящее время. Весьма ценный вклад в изучение стратиграфии нижнего ордовика Ленинградской области и Прибалтики внес В. В. Ламанский (1905), давший подробное расчленение глауконитовых и ортоцератитовых слоев (ныне лезтского, волховского и кундского горизонтов).

После большого перерыва к изучению ордовикских отложений Ленинградской области вновь приступили в двадцатых годах. В 1922 г. в Путеводителе геологических экскурсий Р. Ф. Геккер и М. Э. Янишевский привели описание стратиграфических горизонтов ордовика, обнажающихся на р. Волхове между Старой Ладогой и ст. Гостинополье. В 1923 г. Р. Ф. Геккер произвел детальное послойное литологическое описание горизонта эхиносферитовых известняков на р. Волхове с выделением слоев от *a* до *z*. Начиная с 1923 г. в течение ряда лет А. Ф. Лесникова собирала и обрабатывала большой палеонтологический материал из толщи эхиносферитовых известняков. Последние в разрезе р. Волхова она разделила на четыре свиты.

Основное изучение ордовикских отложений началось в 30-х годах, когда широко развернулись разведочные и поисковые работы на горючие сланцы (кукерситы) и другие полезные ископаемые на территории Ленинградской области. Ведущим исследователем стратиграфии карбонатных пород ордовика в эти годы был Б. П. Асаткин. Он детально изучил разрез кукерского горизонта и, в частности, промышленную пачку горючих сланцев, восстановил самостоятельное значение итферского горизонта схемы Ф. Б. Шмидта и выделил новую стратиграфическую единицу — губковые (ныне шундоровские) слои (Асаткин, 1931). В эти же годы Е. М. Люткевич (1939) расчленил кегельские слои иевского яруса на две зоны, из которых зону с лепердициями отнес к вазалеммским слоям.

Специальным изучением, главным образом литологией песчаной кембро-ордовикской толщи, залегающей между синими глинами и диктионемовыми слоями, занимались Н. В. Потулова (1927), Б. А. Некрасов (1938), Л. Б. Рухин (1939). Оболовые песчаники пакерортского горизонта они относили к ордовику, следуя, таким образом, В. В. Ламанскому, а не Ф. Б. Шмидту, который рассматривал их в составе нижнего кембрия (*A*₂).

Систематически изучала стратиграфию и фауну ордовикских отложений Русской платформы и в частности северо-западной ее части начиная с 1931 г. Т. Н. Алихова. На основе определений обширных палеонтологических коллекций, полученных из обнажений и кернов многочисленных разрезов скважин глубокого структурного и опорного бурения, на протяжении многих лет она производила стратиграфическое расчленение ордовикских отложений. В целом ряде опубликованных работ Т. Н. Алихова (1949—1969 гг.) особое внимание уделяла: 1) границе между ордовиком и кембрием в северо-западной части Русской платформы, 2) увязке стратиграфических схем ордовика Эстонии и других районов Русской платформы, 3) созданию единой стратиграфической схемы ордовикских отложений Русской платформы.

В 1951 г. ею впервые были опубликованы результаты монографической обработки брахиопод из различных горизонтов средней и верхней частей ордовика Ленинградской области. В палеонтологической монографии 1953 г., где описаны брахиоподы не только Ленинградской области, но и смежных областей, а также Эстонской ССР, Т. Н. Алихова предлагает единую сводную стратиграфическую схему ордовикских отложений для всего Северо-Запада Русской платформы. В своих последующих работах Т. Н. Алихова (1956а, б, 1958а, б) обосновывает границу между кембрием и ордовиком в основании слоев с *Dictyonema flabelliforme*, т. е. для данной территории в основании оболовых песчаников пакерортского горизонта. В монографии 1960 г. она дает описание ордовикских отложений по отдельным регионам Русской платформы, а также приводит сводный стратиграфический разрез в целом для платформы. Стратиграфическая схема ордовикских отложений, разра-

ботанная Т. Н. Алиховой, как наиболее обоснованная палеонтологическим материалом, явилась основой для унифицированной схемы ордовика Русской платформы (1965).

Вопросом границ ордовикской системы занимался Б. С. Соколов. В отношении нижней границы — между кембрием и ордовиком — он присоединяется к точке зрения Ф. Б. Шмидта и проводит ее в основании глауконитовых песчаников (леэссского горизонта), поместив, таким образом, пакерортский горизонт в верхний кембрий (Соколов, 1953). Этой же точки зрения придерживался А. М. Обут (1953), изучавший граптолиты ордовика. Границу ордовика и силура на основании изучения кораллов Б. С. Соколов (1953, 1955) не считает возможным понижать до подошвы слоев поркуни, как это принимается в последнее время.

В течение многих лет стратиграфией волховского, кундского и таллинского горизонтов занимались Е. А. Балашова и З. Г. Балашов (1959, 1961). На основании детального изучения фауны трилобитов и наутилоидей, главным образом в разрезах р. Волхова, они уточнили объем кундского горизонта и дали палеонтологическое обоснование детальной схемы расчленения таллинского горизонта (схема А. Ф. Лесниковой).

В последние годы в результате большого объема структурно-картировочного и опорного бурения, был получен обширный жерновый материал, позволивший изучить разрез ордовикских отложений не только обнаженной полосы развития нижнепалеозойских отложений, но и закрытую территорию, лежащую к югу и к востоку от области их выходов. Корреляция этих разрезов встретила определенные затруднения. Литологический состав пород ордовикских отложений в обнаженной полосе — на территории Ордовикского плато, а также в полосе неглубокого их погружения — непосредственно южнее плато изучали геологи Северо-Западного геологического управления А. И. Шамаенок (1960—1962, 1964—1966 гг.) — в районе городов Нарвы, Кингисеппа, Сланцев, Сольцов; В. А. Селиванова (1959, 1960, 1963, 1964 гг.) в Волосовском, Гатчинском, Тосненском и Чудовском районах; Т. Н. Соколова (1965 г.) в Тосненском и Волховском районах (район ст. Мга); С. И. Стрельников и В. А. Селиванова (1966 г.) в районе бассейна Волхова и Сяси (в Волховском, Киришском и Сясьском районах).

Фауну ордовикских отложений, вскрытых опорными скважинами — Сиверской, Старорусской, Порховской, Крестецкой, Валдайской, Пестовской, изучала Т. Н. Алихова.

Детальное литологическое описание разрезов ордовика в этих скважинах производили Г. И. Ершова и В. Н. Доманиковский (1948 г.), Н. А. Кудрявцев (1948 г.), А. С. Корженевская (1948 г.), Е. П. Александрова (1950 г.), Л. И. Станкевич (1954 г.), а пробуренных на Локновской, Лопатовской и Лужской структурах — Л. Б. Паасикиви (1958, 1959 гг.) и на Новгородской и Вино-Крестецкой структурной площади — Г. Ф. Макарова (1965 г.) и др.

Ордовикские отложения, известные ранее как нижний отдел силура в качестве самостоятельной ордовикской системы официально признаны на XXI сессии Международного геологического конгресса в 1960 г.

Нижняя граница ордовика проводится в СССР, как и в большинстве стран мира, в основании слоев с *Dictyonema flabelliforme* и их стратиграфических аналогов. Следовательно, на северо-западе Русской платформы по подошве пакерортского горизонта (оболового песчаника).

Остается еще не вполне уточненным стратиграфическое положение верхней границы системы. До недавнего времени она определялась верхней границей ашгиллского яруса, т. е. кровлей зоны *Dicellograptus*

апсера, для рассматриваемого региона — подошвой поркунского горизонта. В самое последнее время граница эта несколько повышена. Согласно решению постоянной комиссии Межведомственного стратиграфического комитета 1962 г., поркунский горизонт условно отнесен к верхам ордовикской системы.

Подразделение ордовика на отделы и ярусы еще не получило полного обоснования. В СССР общепринятым является деление его на три отдела, хотя границы и объемы последних окончательно не определены. Единая стратиграфическая шкала ордовика в СССР построена в соответствии с принятой в настоящее время в Англии типовой зональной (по граптолитам) стратиграфической схемой. Однако, как показал имеющийся материал по стратиграфическому распространению главнейших групп фауны в хорошо изученных разрезах ордовика Русской платформы и сопоставления их с разрезами Скандинавии и Англии, ряд ярусов английской шкалы в действительности не соответствуют такому понятию (объемы многих из них нечеткие, а карадок и лланвирн охватывают смежные части отделов).

В связи с этим Т. Н. Алиховой (1957, 1960б) было предложено в первичную стратиграфическую схему ордовика внести некоторые изменения. Она доказала, что только два яруса этой схемы — тремадокский и ашгиллский — в действительности имеют значения ярусов, остальные же не совпадают с выделяемыми на Русской платформе крупными стратиграфическими подразделениями, имеющими четкие границы и отвечающими определенным этапам историко-геологического развития области и эволюции фауны. Эти стратиграфические единицы соответствуют и основным подразделениям схемы Ф. Б. Шмидта (1881). Поэтому в унифицированной схеме ордовика Русской платформы подразделения, имеющие значения ярусов, было решено принять в ранге надгоризонтов до рассмотрения вопроса о новых ярусах на международных или всесоюзных стратиграфических совещаниях.

В пределах описываемой территории развиты в полном объеме нижний, средний и верхний отделы системы. Согласно принятой в настоящее время унифицированной стратиграфической схеме ордовика Русской платформы (1965), здесь выделяются тремадокский и ашгиллский ярусы и надгоризонты: онтикский, пуртесский, иевский и плюсский, разделенные на горизонты и слои (табл. 6).

Ордовикские отложения распространены в пределах почти всей рассматриваемой территории к югу от Балтийско-Ладожского глинта. Они отсутствуют только в районе городов Пустошки и Невеля (Невельская опорная скважина) и в сводовой части Локновской структуры (рис. 18).

Выходы ордовикских отложений на поверхность приурочены к склону глинта и берегам прорезающих его рек и оврагов, где имеются во многих местах прекрасные обнажения отложений нижнего и низов среднего ордовика. Вышележащие горизонты почти лишены естественных обнажений за исключением рек Плюсы и Луги, с притоками Долгой, Сабой и Хревицей, где вскрываются самые верхи среднего и низы верхнего ордовика. Эта часть разреза детально изучена в основном по многочисленным искусственным выработкам. Полные разрезы ордовика вскрыты большим количеством разведочных, поисковых и структурно-картировочных скважин. Наибольшее число последних пройдено на территории Ордовикского плато. Значительно более редкой сетью скважин ордовикские породы вскрыты к югу от последнего — в полосе залегания их под девонскими отложениями (в южной части Ленинградской области и на севере Псковской и Новгородской областей). Сравнительно слабо освещены эти отложения в восточных районах рассматриваемого

Таблица 6

Единая стратиграфическая шкала			Унифицированная региональная стратиграфическая схема Русской платформы		
Система	Отдел	Ярус	Надгоризонт	Горизонт	
Ордовикская	Верхний	Ашгилльский		? Поркунский	
				Пиргуский	
		Карадок	Верхний	Плюсский	Вормский
					Набальский
					Везенбергский
	Средний	Средний	Иевский	Кегельский	
				Хревицкий	
		Нижний	Пуртский	Идаверский	Шундоровские слои Итферские слои
				Кукерский	
	Лландейльский		Таллинский		
	Нижний	Лланвирский	Онтиский	Кундский	
		Аренгский		Волховский	
		Тремадокский		Леэтский	
				Пакерортский	

региона (в пределах северо-западного склона Московской синеклизы), где изучены пока единичные разрезы (города Валдай, Крестцы, ст. Пестово).

Отложения ордовика представлены известняками, доломитизированными известняками, доломитами, редко мергелями и только самые низы — песчаниками и сланцами. Залегают они с размывом на породах нижнего и низов среднего (?) кембрия, перекрываются большей частью наровским горизонтом среднего девона, редко четвертичными отложениями, а на северо-востоке — верхнедевонскими образованиями.

Полная мощность ордовикских отложений колеблется: в области выхода их на поверхность 100—200 м, в пределах Московской синеклизы 150—300 м (Валдай — Пестово). Общее простирание отложений ордовика широтное; падение юг-юго-восточное под углом 11—15'.

Рис. 18. Схематическая карта ордовикских отложений Ленинградской, Новгородской и Псковской областей. Составила В. А. Селиванова (1969 г.).

Верхний ордовик: 1 — отложения нерасчлененные (О₃?), 2 — порхунский горизонт (О_{3р}), 3 — киргуский горизонт (О_{3к}), 4 — набальский и вормский горизонты (О_{3в}+шр?), 5 — везенбергский горизонт (О_{3вз}); средний ордовик: 6 — отложения нерасчлененные (О₂), 7 — иенский надгоризонт (О_{2н}), 8 — шуядорские слои (О_{2ш}); нижний ордовик: 9 — итферские слои (О_{1и}), 10 — кукерский горизонт (О_{1к}); 11 — таллинский горизонт (О_{1т}); 12 — отложения нерасчлененные, кундский (О_{1кн}), леэцкий (О_{1л}), пакерортский (О_{1п}) горизонты. Цифры на карте — скажники: 1 — Кути, 2 — Хаалово, 3 — Поляна, 4 — Оломя, 5 — Имолва, 6 — Ко-порье, 7 — Мутовцы, 8 — Заречье, 9 — Верховина, 10 — Овино, 11 — Дыми, 12 — Медниково, 13 — Тосо, 14 — Андреево, 15 — Усадье, 16 — Смердьина, 17 — Магры, 18 — Кириши, 19 — Крапивно, 20 — Грязно, 21 — Сиверская, 22 — Будогощь, 23 — Вабжино, 24 — Переволока, 25 — Чулово, 26 — Оточивалово, 27 — Стоглово, 28 — Толмачево, 29 — Дегтево, 30 — Паживо, 31 — Красный Ударник, 32 — Тогчи, 33 — Корято, 34 — Желто, 35 — Березина, 36 — Пестовская сважина, 37 — Ба-ломжа, 38 — Невская, 39 — Пирового, 40 — Выбги, 41 — Васильево, 42 — Старая Русса, 43 — Крестецкая, 44 — Валдай, 45 — Гнильи, 46 — Лопатово, 47 — Порхов, 48 — Паниковичи, 49 — Понкули, 50 — Локно, 51 — Черская, 52 — Горшихино, 53 — Невельская

Разрез ордовика Ленинградской области и Эстонии исключителен по своей полноте, непрерывности, а также по богатству, разнообразию и прекрасной сохранности содержащейся в нем фауны, поэтому он считается классическим не только в пределах СССР, но и за рубежом.

Ордовикские отложения описываемого района распространены в пределах двух структурно-тектонических областей: на южном склоне погруженной части Балтийского кристаллического щита и на северо-западном крыле Московской синеклизы. Изучение разрезов ордовика этих двух регионов показало, что они имеют некоторое различие.

Главнейшими характерными особенностями разреза ордовика Московской синеклизы являются:

1) сильно увеличенная площадь нижнего (60 м, а местами около 100 м) и среднего ордовика (160—200 м) по сравнению с разрезом на южном склоне Балтийского щита;

2) глинистый состав пород (с преобладанием глинистых известняков, мергелей и глин);

3) отсутствие чечевичных прослоев, характерных для разреза нижнего и низов среднего ордовика южного склона Балтийского щита;

4) наличие на востоке синеклизы в нижней половине волховского горизонта граптолитовых сланцев, аналогичных нижним дидимографтовым сланцам Швеции;

5) наличие местами мощных прослоев диктионовых сланцев (превышающих в несколько раз их мощность на склоне Балтийского щита);

6) присутствие весьма редких и маломощных прослоев горючих сланцев (кукерситов);

7) отсутствие в пределах Московской синеклизы достоверно установленного верхнего ордовика. Возможно, он имеется только в разрезе Пестовской сважины.

Нижний отдел

Нижнеордовикские отложения залегают повсеместно на размытой поверхности нижнего и низов среднего кембрия, на глубине от 0,5 до 924 м.

В северной части Ордовикского плато они протягиваются в виде узкой полосы вдоль глинта; южнее погружаются под отложения среднего ордовика. Полная мощность отложений нижнего отдела в пределах Ордовикского плато составляет 12—28 м в южных районах Ленинградской и Псковской областей 24—28 м, в Московской синеклизе (Валдай, Крестцы) 78—100 м (рис. 19*).

В нижнем ордовике выделяются горизонты: пакерортский, леэцкий, волховский и кундский. Из них первые два относятся к тремадокскому ярусу, последние образуют онтикский надгоризонт, отвечающий аренигу и нижнему лланвируну.

Тремадокский ярус

Пакерортский горизонт (*O₁pk*). Наименование горизонта происходит от бывшего названия мыса Пакерорт (ныне Пакри Эстонской ССР) и впервые было введено в литературу П. Раймондом в 1916 г.

Пакерортский горизонт в полосе, прилегающей к глинту, и на востоке Новгородской области (район г. Валдая и ст. Пестово) состоит из двух различных, но тесно связанных между собой литологических толщ: оболочных песчаников и диктионемовых сланцев. На большей же части территории развиты только оболочные песчаники.

Оболочные песчаники (*A₂* схемы Ф. Б. Шмидта) распространены повсеместно. Они обнажаются во многих местах по склону глинта от западной границы Ленинградской области до р. Сяси — на востоке. Наиболее полные разрезы их известны на реках Луге, Славянке, Поповке, Ижоре, Тосне, Назии, Лаве, Сарье, Волхове, Сяси. На остальной площади оболочные песчаники вскрыты многочисленными буровыми скважинами. Залегают они трансгрессивно на тискреских (ижорских) песчаниках среднего кембрия, а там, где последние размыты (у Красного Села и западнее), на глинах лонтоваской свиты (синяя глина) нижнего кембрия. Поэтому нижняя граница пакерортского горизонта сравнительно легко проводится в местах непосредственного контакта его с кембрийской глиной, а также на тех участках, где имеется так называемый «оболочный конгломерат» с галькой в основании, являющийся базальным слоем (обнажения на реках Тосне, Саблинке, Ижоре).

Обнажение пакерортского горизонта, где хорошо виден контакт пород ордовика и кембрия, известно на правом берегу р. Тосны у пос. Ульяновки (по В. А. Селивановой, 1959 г.):

<i>O₁vl.</i> Глауконитовый известняк («дикари»)	1,5 м
<i>O₁lt.</i> Песчаник мелкозернистый, глауконитовый с прослоями зеленой глины	0,7 „
<i>O₁pk.</i> Диктионемовый сланец — черный глинистый, тонкослоистый, с частыми тонкими прослоями (мощностью 2—5 мм) мелкозернистого песка вишнево-красного цвета	0,08—0,1 „
<i>O₁pk.</i> Песчаник оболочный мелко- и среднезернистый, кварцево-детритовый, серый, неяснослоистый, слабо сцементированный, с многочисленными обломками и целыми створками раковин, из которых определен <i>Obolus apollinis</i> Eichw.	2,05 „
Песок разнозернистый, детритовый, буровато-красный и желто-бурый, переполненный мельчайшими обломками створок раковин <i>Obolus</i> (оболочный конгломерат). В основании слоя галька красного ожелезненного песчаника уплощенной формы, хорошо окатанная, размером 2×3 и 3×5 см	0,4 „
Граница с нижележащим слоем резкая, неровная, с карманообразными углублениями. Песчаник мелкозернистый, кварцевый, однородный, бело-розовый с редкими раковинами беззамковых брахиопод (типа <i>Obolid</i>)	1,5 „

На остальной территории базальный слой отсутствует или не выявлен, поэтому отделить оболочные песчаники от весьма сходных с ними кембрийских (тискреских) песчаников не всегда возможно. Перекрываются оболочные песчаники диктионемовыми сланцами или глауконитовыми песчаниками лезтского горизонта. Мощность их варьирует в широких пределах. В приглинтовой полосе она небольшая и закономерно увеличивается в направлении с запада на восток: в районе Нарвы — Кингисеппа 0,5—1,2 м, между д. Копорье и р. Волховом (у глинта) 2,2—4 км, на р. Сяси 7,85 м. Резкое возрастание мощности наблюдается к югу от глинта: в скважинах Сиверской, Кириши, Будогощи 9,5—12,5 м, в Порхове 19,35 м, в совхозе Красный Ударник (вблизи Новгорода) 30,4 м. На юго-востоке рассматриваемой территории (в Москов-

ской синеклизе) мощность оболового песчаника колеблется от 2 м (Пестово) до 20,0 м (Валдай).

Оболовая толща представлена плохо сортированными мелко- и тонкозернистыми песками, с прослоями среднезернистых, с примесью крупных зерен песка и гравия. Наряду с песками присутствуют слабо сцементированные мелкозернистые песчаники. Окраска песков и песчаников серая и буровато-серая, светло-серая. Пески и песчаники часто имеют косую и горизонтальную слоистость, которая подчеркивается по-слойным распределением зерен различного гранулометрического состава, различной окраской или тонкими пропластками голубовато-серой глины.

Пески и песчаники в основном кварцевые (85—96%), с незначительной примесью полевых шпатов и слюд. В очень малых количествах встречаются акцессорные и рудные минералы. По всему разрезу песчаной толщи рассеяны мелкие обломки и целые створки раковин оболид. На отдельных интервалах, чаще в основании толщи, наблюдаются конгломератовидные прослои со скоплениями раковинного детрита. Они встречаются только на отдельных участках, в пределах Ордовикского плато, мощностью от 0,2—0,4 до 0,6—0,7 м.

Оболовый конгломерат представляет собой детритусово-раковинный слой, сцементированный фосфатно-железистым и глинистым цементом.

В связи с тем что створки оболид содержат большое количество фосфора, при их скоплении в песках и конгломерате местами повышается содержание P_2O_5 до 5—8% и более. В этих случаях образуется фосфоритовая руда, разрабатываемая для минерального удобрения (Кингисеппское фосфоритовое месторождение).

В обнажениях по рекам Тосне и Ижоре в основании конгломерата лежит плоская, ориентированная по слоистости, галька песчаника от 1 до 10—15 см в поперечнике. По всей толще песков встречаются (обнажения на Ижоре, Славянке) фосфоритовые галечки 0,5—2 см в поперечнике и толщиной 0,5—1 мм.

Фауна оболых песков и песчаников представлена большей частью обломками различных видов рода *Obolus*, из которых наиболее характерен *Obolus apollinis* Eichw. Значительно реже встречаются *Keyserlingia buchii* Vern., *Helmerseniania ladogensis* Jerem., *Schmidtites obtusus* (Mickwitz).

Диктионемовые сланцы (A_3 — схемы Ф. Б. Шмидта), распространены только на севере Ордовикского плато — в пределах неширокой полосы (15—20 км), прилегающей к глинтю, а также на юго-востоке в районе Пестово (Пестовская скважина). В виде отдельных тонких прослоев они присутствуют среди оболых песчаников в разрезах Порховской, Валдайской и Крестецкой скважин. На остальной части рассматриваемой территории сланцы отсутствуют.

Диктионемовые сланцы, залегая на оболых песчаниках, местами имеют с ними резкую границу или связаны пачкой переслаивания. Естественные обнажения их известны в тех же местах по склону глинта и берегам рек, где выходят и оболые песчаники — по рекам Копорке, Славянке, Поповке, Тосне, Ижоре, Назии, Лаве, Волхову и Сяси. В приглинтовой полосе они вскрыты сотнями разведочных и поисковых скважин на небольших глубинах.

Некоторые исследователи (Б. П. Асаткин, А. П. Ротай, Б. С. Соколов) отмечают местами на контакте диктионемового сланца с вышележащим глауконитовым песчаником следы размыва. Мощность диктионемового сланца весьма непостоянна. Наибольшая (5,25 м) была зафиксирована на р. Копорке (у д. Копорье), в районе Красного Села (3,25 м), а в разрезах на р. Нарве и в Кингисеппе отложения выклини-

ваются. Далее на запад в Эстонской ССР (в районе Азери) мощность его снова увеличивается до 3 м. По мере движения от меридиана Красного Села на восток мощность диктионемовых сланцев также сокращается до 1,2—1,35 м (на р. Поповке у г. Павловска) и 0,6—0,8 м (на Ижоре и Волхове). На р. Сяси мощность их снова возрастает до 1,5 м. Сокращение мощности сланцев наблюдается и в южном направлении до полного выклинивания их примерно на широте городов Сланцы — Гатчины — Волхова.

Диктионемовые сланцы представляют собой глинистую породу типа аргиллитов, буровато-коричневого, почти черного цвета, тонкослоистую, тонкоплитчатую, листоватую, с ровными, гладкими плоскостями напластования, покрытыми алевритовой присыпкой. В однородной пачке сланца иногда присутствуют прослойки и линзы мелкозернистого серого песка или алеврита, содержащего обломки оболонид. Довольно часто в сланце встречаются скопления крупных кристаллов и друз пирита, марказита, галенита, рассеянных кристаллов гипса и ангидрита, а также налеты серы. Местами (на реках Поповке, Ижоре, Волхове и др.) имеются конкреции антраконита 3—10 см в диаметре. В диктионемовых сланцах содержится до 15—20% органического вещества. В минеральной его части встречаются зерна кварца, слюды, кальцита, пирита, фосфора, циркона и др.

В химический состав его входят Al_2O_3 2—3%, Fe_2O_3 7—10%, CaO 1—2%, MgO 0,5—0,7%, нерастворимый остаток 67—70%.

Фаунистические остатки в диктионемовом сланце весьма скудны. Наиболее часто встречается *Dictyonema flabelliforme* Eichw., редко *Dictyonema rossicus* O but.

В разрезах Валдайской, Крестецких и Пестовской скважин пакерортский горизонт представлен неравномерным переслаиванием мелкозернистых песчаников и алевролитов серых, кварцевых, глинистых, частью карбонатных, диктионемовых сланцев и плотных серых глин и аргиллитов. При этом сланцы и глины залегают обычно тонкими прослоями среди песчаников. Исключение составляет разрез Пестовской скважины, где мощность сланцев необычно большая — 19 м (рис. 20, 21).

На территории северной части Эстонской ССР в пакерортском горизонте выделяются три литологические пачки: юльгазская, маардуская и тюрисалуская (Мююрисепп, 1958). Первую пачку (мощностью 3—6 м) А. Эпик относит к верхнему кембрию (Орик, 1952, 1956). Маардуская пачка (мощность 1,6—8 м), представленная оболочным конгломератом с фосфоритовыми гальками, является продуктивной пачкой на фосфоритовую руду. Тюрисалуская пачка (5,5 м) на мысе Пакерорт представлена диктионемовыми сланцами.

Леэтсский горизонт (O_{1lt}) соответствует глауконитовой толще B_1 схемы Ф. Б. Шмидта и $B_1 \alpha + \beta$ схемы В. В. Ламанского.

Глауконитовая песчано-глинистая толща, выделенная в самостоятельный стратиграфический горизонт еще Ф. Б. Шмидтом (1881), была подразделена В. В. Ламанским (1905 г.) на две части — $B_{1\alpha}$ и $B_{1\beta}$. Позднее П. Раймонд (1916) объединил всю эту толщу с вышележащим глауконитовым известняком (волховским) и низами ортоцератитового (кундского) горизонта в единую «волховскую свиту». Т. Н. Алихова (1953), оставив глауконитовую толщу (B_1) в составе волховских слоев, подчеркнула ее фаунистическое отличие от вышележащего глауконитового известняка. Вследствие этого волховский горизонт затем был подразделен на два подгоризонта: нижний волховский (O_{1vl_1}) и верхний волховский (O_{1vl_2}).

В последующие годы при детальном изучении фауны этих отложений и при сопоставлении горизонта B_1 с одновозрастными отложениями

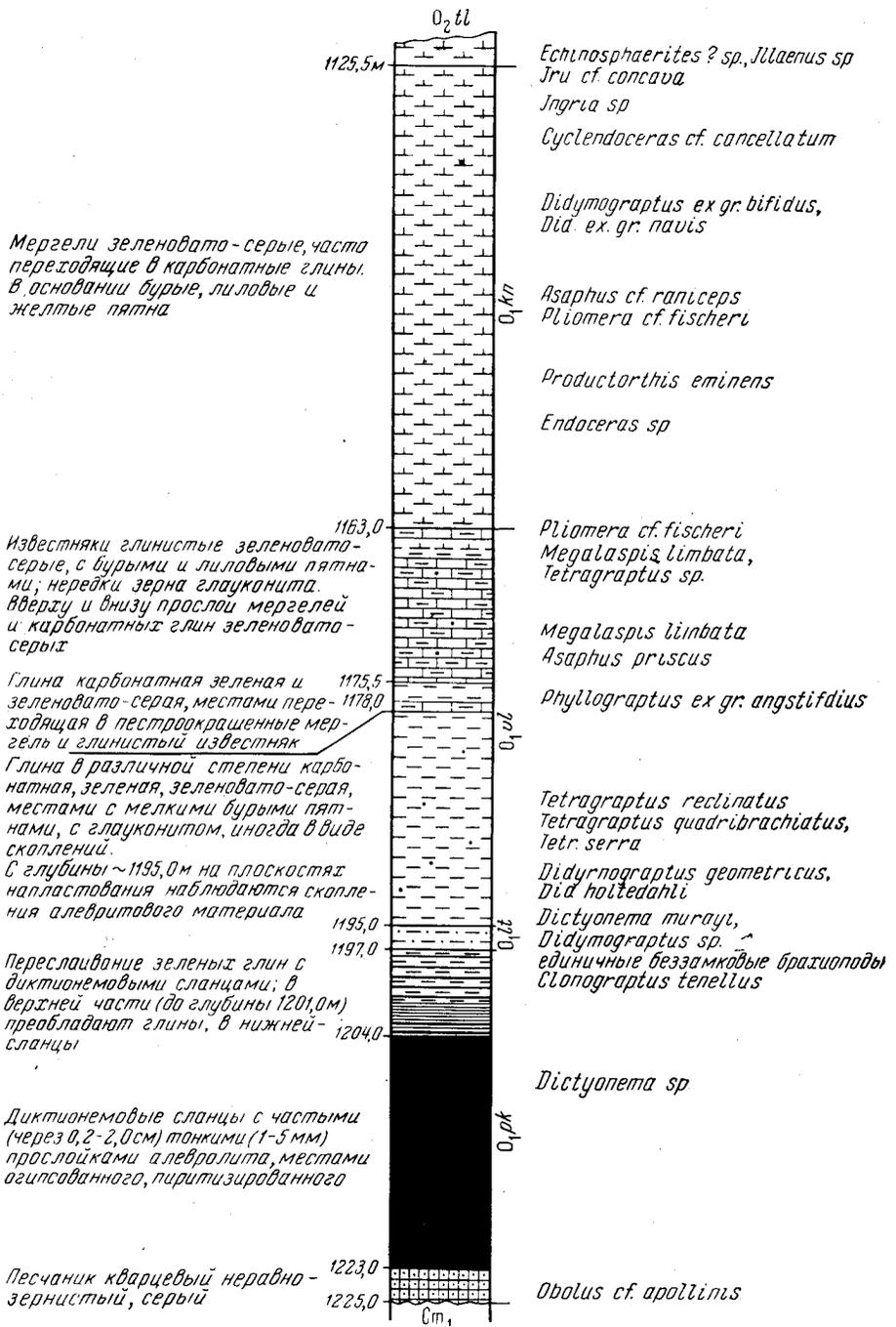


Рис. 20. Разрез нижнего ордовика по Пестовской скважине.
Т. Н. Алихова (1963 г.)

зарубежных стран, когда выяснилась принадлежность глауконитовой толщи к тремадокскому ярусу, Т. Н. Алихова в 1955 г. предложила для глауконитовой толщи (подъярус B_1) уже имевшееся в литературе (Эпик, 1934) название — мяэжюльские слои. Одновременно А. К. Ры-

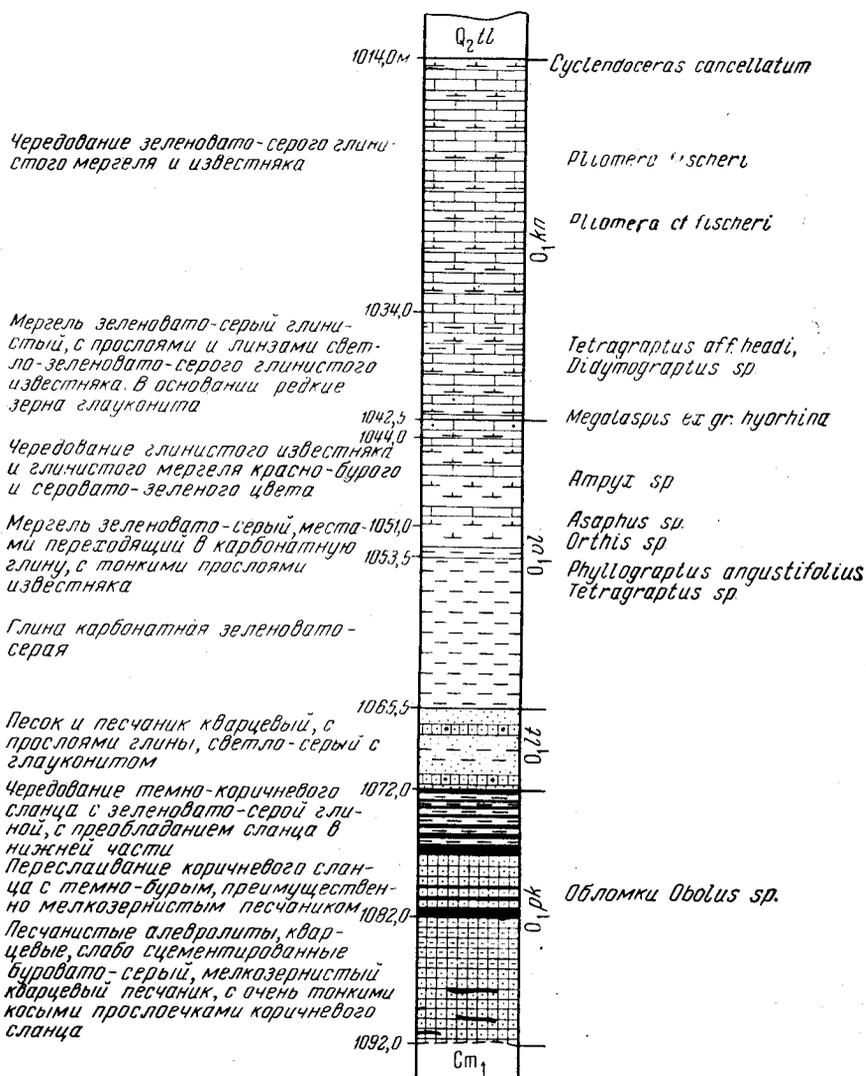


Рис. 21. Разрез нижнего ордовика по Валдайской скважине. Т. Н. Алихова (1963 г.)

мусокс (1956) дал для этой толщи название «леэтсе». В связи с тем что название «мяэжюля» в эстонской стратиграфической схеме продолжает относиться только к верхнему подгоризнту (B_1 схемы Ламанского), на Межведомственном совещании по выработке унифицированной схемы (1965 г.) для глауконитовой толщи было принято уже имевшееся в эстонской схеме название «леэтский горизонт».

Горизонт этот распространен повсеместно и залегает на диктионемовых сланцах; там, где последние отсутствуют, — непосредственно на оболочевых песчаниках. В силу особенностей литологического состава и

характерного ярко-зеленого цвета лезтский горизонт является маркирующим для разреза ордовикских отложений.

Обнажается горизонт по тем же рекам, что и нижележащий пакепортский, — по Луге, Копорке, Славянке, Поповке, Ижоре, Тосне, Саблинке, Назии, Волхову, Сяси.

Мощность описываемого горизонта на большей части территории составляет 0,2—0,6 м и только на отдельных участках у глинта (между Копорьем и Красным Селом, у д. Лопухинки, на Тосне, Ижоре) она достигает 0,8—1,0 м, а на Лаве и Назии 2—3 м. Увеличение мощности установлено скважинами в более южных частях территории. Так, в Сиверской и Сольцах 1,5 м, в г. Порхове 3,5 м (?), в Крестцах 4,89 м, в Валдае 6,5 м. По мере движения на восток мощность вновь уменьшается до 2—3 м (Пестово, Вологда). Относительно большие мощности (более 3 м) известны в северо-западной части Эстонской ССР на Паркеротском полуострове.

Лезтский горизонт в области выхода его на поверхность В. В. Ламанским (1905) был разделен на две зоны — нижнюю ($B_{1\alpha}$) *Thysanotes siluricus*, развитую в западной части Эстонской ССР, и верхнюю ($B_{1\beta}$) с *Plimeroides primigenus* var. *lamanskii* и *Megalaspides inostranzewi*. В пределах описываемой территории развита только верхняя зона горизонта; нижняя же частично или полностью размыта. В большинстве разрезов лезтский горизонт имеет довольно однообразное строение и состав. Он сложен в основном глауконитовыми мелкозернистыми песчаниками и песками, сильноглинистыми, слабоизвестковистыми, с тонкими прослоями глин.

В нижней части песчаник обычно имеет рыхлое строение; по мере приближения к верхней границе он постепенно обогащается карбонатом кальция, становится более твердым и постепенно переходит в вышележащие глауконитовые известняки волховского горизонта. Изредка встречаются тонкие прослой плотного крепкого песчаника (обнажения на реках Ижоре, Славянке и др.). В некоторых обнажениях на р. Поповке наблюдается чередование плотного известковистого глауконитового песчаника мощностью 0,1—0,2 м и серовато-фиолетовой пластичной глины мощностью 0,02—0,03 м. Присутствие большого количества глауконита окрашивает породу в темно-зеленый цвет, часто с окристо-желтыми, красновато-фиолетовыми и буровато-красными пятнами и полосами (последние являются результатом ожелезнения и разложения зерен глауконита).

Верхний тремадок (лезтский горизонт) описан на р. Поповке Ленинградской области Е. А. Балашовой.

- | | |
|--|--------------|
| O_{1ol} . Известняк зеленовато-серый, местами бурый с <i>Proasaphus</i> sp., <i>Symphysurus angustatus</i> (Sars. et Roesk) | 0,40—0,45 м |
| O_{1lt} . Песчаник темно-зеленый, глинистый, с большим количеством зерен глауконита и кварца; верхняя поверхность его сглаженная, с ямками, заполненными вышележащей породой. По-видимому, из этого слоя происходит <i>Carolinites popovkiensis</i> Val. | 0,35—0,40 .. |
| O_{1lt} . Песчаник светло-зеленый, очень плотный, с большим количеством окатанных зерен глауконита; иногда разбит горизонтальными трещинами по напластованию на 3—4 слоя. Верхняя поверхность песка сглаженная, с углублениями размером до 2 см в поперечнике и 3—4 см по вертикали, заполненными вышележащим темно-зеленым песчаником. Фауны мало | 0,25—0,35 .. |
| O_{1lt} . Песчаник светло-зеленый с большим количеством зерен кварца, чем зерен глауконита, с линзочками светло-зеленой глины. В кровле прослойки песчанистой зеленой глины мощностью 1—2 мм. Найдены <i>Megalaspides inostranzewi</i> (Lam.), <i>Megalaspides schmidtii</i> Lam. | 0,20—0,25 .. |
| Плотный песчаник темно-зеленого цвета с большим количеством зерен глауконита и окатанных зерен кварца. Содержит | |

	<i>Megalaspis pogrebowi</i> Lam., <i>Pliomeroides primigenus</i> Lamanskii (F. Schm.)	0,15—0,20 м
O ₁ lt.	Глина зеленая с тонкими неправильными (прерывистыми) прослойками песчаника, с большим количеством зерен глауконита и окатанных зерен кварца. Найдены <i>Ptychometopus schmidti</i> Balashova и <i>Proasaphus primus</i> Balashova	0,02—0,14 ..
O ₁ pk.	Грубозернистый песчаник бурого цвета	0,0—0,02 ..
	Кровля диктионемового сланца.	

Пески и песчаники по гранулометрическому и минеральному составу весьма близки. Преобладающей (более 50%) фракцией является 0,25—0,1 мм. В минеральном составе песков присутствует 35—45% кварца; содержание глауконита весьма непостоянно и колеблется от нескольких до 50—70%. Очень непостоянно присутствие фосфатов (от 5 до 50%). В небольших количествах имеются полевые шпаты (5—7%) и слюды (2—15%). Состав тяжелой фракции также крайне непостоянный; черных рудных минералов содержится от 2 до 40%, окислов и гидроокислов железа 1—16%, сульфидов 0,2—15%, много циркона. Остальные минералы: сфен, эпидот, роговая обманка, турмалин, апатит присутствуют в единичных пробах в долях процентов. Устанавливается значительное сходство в минеральном составе пакерортского и леэтского горизонтов.

Глины в разрезе встречаются спорадически, обычно отдельными маломощными прослоями (мощность 0,05—0,2, реже до 0,5 м) и в виде пленок. Однако в разрезах у глинта (д. Копорье и др.) в составе глауконитовой толщи установлено резкое преобладание глин (мощность пачек от 0,6 до 1,8 м), и наоборот, подчиненное значение песчаников (мощностью 0,1—0,25 м).

В Пестовской скважине верхняя часть горизонта сложена алевритовой глиной с глауконитом голубовато-зеленого или зеленовато-бурого цвета. Исследования в шлифах показали, что в породах горизонта содержатся зерна глауконита (41—43%), кварца (20—25%) и карбоната (5—6%), сцементированные каолинитом и серицитом, часто пропитанные гидроокислами железа (9—10%).

Химический состав глауконитовых глин (по данным разведки в районе д. Копорье и в разрезах на р. Поповке): SiO₂ 57—59%, Fe₂O₃ 6,35—11,49%, Al₂O₃ 11—16%, CaO 5—7%, MgO 0,75—3,5%. По физико-механическим свойствам некоторые глауконитовые глины отвечают требованиям, предъявляемым к сырью для изготовления минеральных красок (Копорское месторождение и др.).

В единичных разрезах (в районе г. Волхова, в скважинах Медниково, Усадище, на р. Тосне и др.) в средней и верхней частях леэтского горизонта встречаются прослойки песчаных известняков или доломитов. Мощность их 0,01—0,05 м, реже 0,15—0,20 м.

Ниже приводится разрез леэтского горизонта, вскрытого в скв. Медниково, вблизи ст. Волосово (описание В. А. Селивановой, 1960 г.):

O ₁ vl.	106,78—108,50 м. Известняк доломитизированный, глинистый, пестроокрашенный, с обильным скоплением зерен глауконита, крепкий («дикари»)	1,72 м
O ₁ vl.	108,50—108,80 м. Песчаник мелкозернистый, доломитизированный, участками глинистый, глауконитовый, ожелезненный, к низу (с глубины 108,70 м) сменяется мелкозернистым песком с глауконитом. На глубине 108,55 м тонкий прослой органического, глинистого, доломитизированного известняка	0,30 ..
O ₁ vl.	108,80—109,0 м. Доломит песчаный, мелкозернистый, глауконитовый темно-зеленовато-серый, с пленками зеленой песчаной глины (в шлифах 70% зерен доломита, 5—8% кварца, 15% глауконита)	0,20 ..

O_{1lt} 109,0—109,25 м. Песчаник мелкозернистый, глауконитовый, темно-зеленый, слабо сцементированный, чередуется с крепким песчаником, с прослоями и пленками зеленой глауконитовой глины	0,25 м
O_{1pk} 109,25—109,55 м. Сланец диктионемовый тонкослоистый, коричневаточерный, глинистый	0,30 „

Микроскопические исследования доломита из скважины Медниково показали 70% содержания зерен доломита, 5—8% кварца и 15% глауконита. На реках Тосне и Саблинке в песчано-глинистой толще встречаются фосфоритовые конкреции с содержанием P_2O_5 до 10—20%.

Характерными для леэтского горизонта, кроме перечисленных зональных форм, являются *Angusticardinia recta* (P a n d.), *Archaeorthis christiana* (K j e r.), *Ptychometopus schmidti* B a l a s h o v a, *Proasaphus primus* B a l., *Euloma ornatum* A n g., *Apatokephalus cerratus* (B o e s c k).

Онтикский надгоризонт

Волховский горизонт (O_{1vl}) соответствует глауконитовому известняку B_2a схемы Ф. Б. Шмидта и B_{II} — схемы В. В. Ламанского.

Название волховского горизонта, происходящее от р. Волхов, было предложено в 1916 г. П. Раймондом, но только в ином объеме, чем это принято в настоящее время. П. Раймонд в волховскую свиту объединял, как сказано выше, кроме глауконитового известняка (B_{II}) еще низы вышележащего кундского горизонта (B_{III} схемы В. В. Ламанского) и нижележащего леэтского горизонта (глауконитовый известняк B_I — схемы В. В. Ламанского). Позднее волховская свита была подразделена на две самостоятельные стратиграфические свиты (B_I и B_{II}), из которых нижняя в настоящее время называется леэтским горизонтом, а собственно волховский горизонт соответствует глауконитовому известняку.

Волховский горизонт с резким контактом, а иногда с постепенным переходом залегает на леэтском горизонте. Верхняя граница его часто совпадает с подошвой известняка с многочисленными железистыми оолитами (чечевичками) бурой окиси железа, так называемым нижним чечевичным слоем. Следует отметить, что в некоторых разрезах скважин (район р. Волхова, у г. Волхова и р. Сяси) на 1—5 м ниже подошвы чечевичного слоя встречается уже кундская фауна. В этом случае верхняя граница проводится по контакту смежных слоев с другими фаунистическими комплексами (В. А. Селиванова, 1966 г.).

Известняки и доломиты волховского горизонта характеризуются обилием зерен глауконита. По этому признаку, а также по зеленоватому цвету они легко распознаются в разрезе.

Горизонт этот имеет сплошное распространение и был вскрыт всеми скважинами как в полосе выхода его на поверхность, так и в области глубокого залегания (в Московской синеклизе); он выходит в многочисленных естественных обнажениях, по берегам рек и оврагов, прорезающих глинт, как в западной, так и в восточной частях Ордовикского плато. Наиболее известные из них на реках Луге, Плюссе, Копорке, Славянке, Поповке, Ижоре, Тосне, Саблинке, Назии, Лаве, Войбокалке, Юге, Кабоне, Сарье, Волхове, Лынне, Сяси, а также в оврагах у деревень Гостилицы, Лопухинки, Воронке, у Красного Села и др. Наиболее полные и представительные разрезы горизонта прослеживаются по р. Лаве, где его выходы на крутых берегах достигают 10—15 м высоты. Хорошо обнажен горизонт в карьерах и ломках, из которых наиболее крупные и ныне действующие Путиловский (у с. Путилово) и Бабинский (северо-восточнее пос. Старая Ладога) карьеры.

Мощность волховского горизонта довольно постоянна — чаще всего в пределах от 5 до 6 м и только в низовьях Волхова и Сяси, а также

в районе с. Путилово увеличивается до 9—10 м (д. Хвалово на р. Сясь). В западном направлении, наоборот, наблюдается уменьшение мощности до 2,3—4,75 м (Нарва, Сланцы, Кингисепп) за счет выпадения из разреза верхней части. Далее на территории Эстонии мощность горизонта едва достигает 1 м, а местами он полностью размыт. В наиболее южных и восточных районах описываемой территории мощность этих отложений также невелика и составляет 2,5—5,4 м в д. Киришах, на ст. Сиверская, в д. Усадище, г. Сольцах, а в районе городов Чудово, Померанье, совхоза Красный Ударник едва достигает 1,5 м. Наибольшие мощности (6,5—10 м) были установлены в Псковской области (скважины Черская, Корытно, Порхов).

Наиболее полный разрез волховского горизонта известен на р. Волхове (ниже г. Волхова). Разрез этот является стратотипическим и неоднократно изучался различными исследователями. На основании распределения по разрезу остатков трилобитов, В. В. Ламанский (1905) разделил всю толщу глауконитовых известняков на три зоны. Последние по своему объему совпадают с трехчленным делением по литологическим признакам, получившим местные названия от каменотесов: «дикари», «желтяки» и «фризы». Зоны соответствуют подгоризонтам региональной унифицированной стратиграфической шкалы: 1) нижний подгоризонт V_{IIa} *Asaphus priscus* L a m., *Megalaspis limbata* S a r g. et B o e s k. и *Megalaspis planilimbata* A n g., 2) средний подгоризонт $V_{II\beta}$ *Asaphus bröggeri* D a l m. и *Megalaspis hyorhina* L e u c h t., 3) верхний подгоризонт $V_{II\gamma}$ *Asaphus lepidurus* N i e s z k и *Megalaspis gibba* S c h m. Фаунистические и литологические особенности этих подгоризонтов наиболее четко выражены в разрезах северной части Ордовикского плато, главным образом в обнажениях по рекам.

Подгоризонт V_{IIa} («дикари») наиболее хорошо выдерживается по всему Ордовикскому плато, а также за его пределами — в более южных районах Ленинградской и Псковской областей.

Подгоризонт представлен доломитами и сильно доломитизированными, мелкокристаллическими, реже органогенно-обломочными, слабоглинистыми известняками. Окраска их зеленовато-серая, фиолетово-серая с красновато-коричневыми и охристо-желтыми пятнами и полосами. Такая пестрая окраска обусловлена процессами разложения глауконита и пирита и приурочена главным образом к участкам наиболее разрушенных трещиноватых и кавернозных доломитов.

Отличительной особенностью пород этого подгоризонта является их толстоплитчатое (массивное) сложение (толщина плит от 0,3—0,5 до 1 м), очень высокая крепость и плотность, откуда они и получили название «дикари». Другой характерной особенностью «дикарей» является бугристая поверхность напластования, представляющая собой шипообразные выступы на нижней поверхности слоя и соответствующие им карманообразные углубления — на верхней. Такую особенность напластования можно видеть в обнажениях на реках Тосне, Саблинке, Поповке и в других местах. По всей толще известняка в большом количестве неравномерно рассеяны темно-зеленые, почти черные зерна глауконита, местами образующие скопления, приуроченные к поверхностям напластования. Нередко зерна полностью или частично окислены. Спорадически в толще известняков встречаются тонкие линзовидные прослои голубовато-сиреневой и зеленой также глауконитовой глины мощностью от 1—5 мм до 2—5 см.

Основные химические компоненты в известняках подгоризонта V_{IIa} содержатся в следующих количествах: CaO 30—35%, MgO 12—14%, SiO₂ 5—8%, Al₂O₃ 2—3%, Fe₂O₃ 2—4%; п. п. п. 40%.

Мощность подгоризонта в приглинтовой полосе обычно составляет 1,6—2,9 м, в южной части Ордовикского плато она сокращается до 0,6—1,3 м.

Фауна редкая и чаще сильно перекристаллизована и раздроблена.

Подгоризонт В_{IIβ} («желтяки») отличается менее выдержанным распространением по площади и по мощности. По литологическим признакам он наиболее четко выделяется в обнажениях по рекам Тосне, Саблинке, Ижоре, Лаве, Кабоне, Волхову.

Подгоризонт сложен сравнительно тонкими плитами мелкозернистого, органогенного, глинистого известняка с прослоями глин и мергелей. Известняки имеют характерную пятнистую пеструю окраску: на сером и зеленовато-сером фоне выделяются частые, резко очерченные неправильной формы яркие охристо-желтые и красновато-фиолетовые пятна и разводы. Известняки в различной степени (местами сильно) доломитизированы, с прослоями доломитов.

В некоторых разрезах на реках Тосне, Саблинке, Поповке подгоризонт «желтяков» представляет собой частое переслаивание доломитизированного глинистого известняка мощностью 0,1—0,2 м и пестроокрашенной известковистой глины мощностью 2—3 см. Прослой доломита встречаются обычно южнее (скважины Грязно, Хотыницы). Глинистые пленки нередко покрывают плоскости напластования известняков. В них также содержатся скопления зерен глауконита, но в значительно меньших количествах, чем в нижележащем подгоризонте «дикарей»; на отдельных участках они почти полностью отсутствуют. Известняки подгоризонта «желтяков» более глинистые по сравнению с известняками подгоризонта «дикарей», и содержание SiO₂ в них составляет 10—16%, а MgO 2—15% (реки Волхов, Тосна, Поповка). Кроме того, для них характерны более мощные (до 5—10 см) прослой зеленовато-серых глин и мергелей.

Мощность подгоризонта в области выхода его на поверхность 1,6—2,0 м (в Путиловском карьере, по рекам Волхову и Сяси); 1,3—1,6 м на реках Тосне, Саблинке, Поповке. Сокращение мощности наблюдается к западу до 1 м в районе Красного Села и 0,4 м на р. Луге у г. Кингисеппа.

Остатки фауны здесь встречаются чаще и приурочены они к более глинистым прослоям. Кроме зональных форм здесь найдены трилобиты *Metetuchoruge praccurrens* Bal., *Onchometopus volborthia* Sch m., а также брахиоподы *Apomatella ingraca* (Pahl.), *Antigonambonites planus* (Pahl.) и др., единичные наутилоидеи и многочисленные остракоды.

Подгоризонт В_{IIγ} («фризы») представляет собой верхнюю часть волховского горизонта и залегает на отложениях подгоризонта В_{II} («желтяках») без четкой литологической границы.

Подгоризонт сложен известняками, реже известковистыми доломитами мелко- и тонкозернистыми, на отдельных участках глинистыми, местами сильноглинистыми. В нем встречаются прослой с конгломератовидной текстурой, обусловленной неровными, бугристыми поверхностями напластования. Изредка встречаются тонкие прослой и пленки зеленовато-серой глины мощностью до 0,1 м. Причем количество и мощность прослоев глины увеличивается в восточных районах — в Тосненском и Волховском (в разрезе р. Волхова). Окраска пород зеленовато-серая с бледно-сиреневым оттенком, местами с желтовато-бурыми пятнами и полосами. Известняки тонкослоистые, тонкоплитчатые, с прослоями толстоплитчатых. Характерна для «фризов» органогенно-обломочная структура известняков, представляющая собой микроскопические обломки створок раковин брахиопод, остракод, криноидей и пр.

В значительном количестве по всему подгоризонту рассеяны зерна глауконита, местами образующие скопления, часто с сильно окислившимися поверхностями. Кверху содержание глауконита заметно уменьшается. Встречаются также зерна кварца и железистые оолиты — «чечевички». В скважине у д. Икконово (восточнее г. Кириши) вскрыт прослой мощностью 5 см, переполненный мелкими чечевичками.

Как показали микроскопические исследования, известняки подгоризонта «фризов» существенно не отличаются от пород нижележащих подгоризонтов. Химический состав их (разрезы на р. Волхове, в районах д. Лопухинки, г. Тосно и др.): SiO_2 8—15%, Al_2O_3 3—8%, Fe_2O_3 1—4%, CaO 30—45%, MgO 1,5—3%, п. п. п. 28—35%. Отклонения от этих содержаний имеются лишь в сторону более глинистого и магnezияльного состава известняков.

Мощность верхнего подгоризонта значительно больше по сравнению с нижележащими подгоризонтами и подчиняется тем же закономерностям, а именно: на севере плато (у глинта) она уменьшается с востока на запад и с севера на юг. Так, в районе низовьев Волхова и Сяси мощность изменяется в пределах 2,6—4,8 м, в Путиловском и Войбокальском карьерах 2,7—4,0 м, у с. Саблино 2,3—2,7 м, на р. Славянке 2—2,3 м, у Красного Села до 2,5 м, в районе Лопухинки 2,05 м, а еще западнее (у Кингисеппа и Нарвы) около 1 м. В районе г. Сланцы данный подгоризонт в разрезе отсутствует.

Та же закономерность наблюдается и в южном направлении. В скв. Сиверской и д. Грязно, а также юго-восточнее г. Кириши мощность 0,9—1 м. Отложения этого подгоризонта богаты остатками фауны.

Ниже приводится разрез волховского горизонта с разделением его на подгоризонты схемы В. В. Ламанского на правом берегу р. Волхова в Бабинском карьере (по В. А. Селивановой 1966 г.):

$O_1kn.$ Известняки с <i>Asaphus expansus</i> Dalm.	0,3 м
$O_1vl.$ Известняк тонкокристаллический, серовато-сиреневый, пятнистый с <i>Antigonambonites planus</i> (P and). В средней части и в кровле с двумя прослоями зеленовато-серой глины мощностью 0,12 и 0,08 м («фризы»)	2,2 „
Известняк скрытокристаллический с красновато-фиолетовыми пятнами, глинистый, с многочисленными зернами глауконита, с бугристыми поверхностями напластования, тонкослойный, с <i>Proctorthis obtusa</i> (P and), <i>Orthiscallactus</i> Dalm, <i>Asaphus lepidurus</i> Niesz.	1—1 „
Известняк с яркими охристо-желтыми пятнами, глинистый, тонкослойный, с тонкими прослоями глины, с зернами глауконита («желтяки») с <i>Megalaspis hyorhina</i> Laucht, <i>Asaphus bröggeri</i> Dalm.	1,60 „
$O_1vl.$ Известняк сильно доломитизированный, мелко- и среднекристаллический, зеленовато-серый с пятнами красновато-коричневого, со скоплениями зерен глауконита, очень крепкий («дикари») с <i>Paurorthis parva</i> (P and), <i>Megalaspis planilimbata</i> Ang. Видимая мощность	1,25 „

В пределах Московской синеклизы волховский горизонт вскрыт Валдайской, Крестецкой, Пестовской скважинами. Судя по фауне, он представлен здесь нижней частью, имеющей значительную мощность, — от 24 м (в Валдайской) до 40,5 м (в Пестовской). Это в основном известковистые зеленовато-серые глины и глинистые мергели, а также в значительной степени доломитизированные глинистые известняки. Глины, слагающие нижнюю половину разреза (Валдай, Пестово), карбонатные, мергелеподобные, очень плотные, зеленые и зеленовато-серые, местами с буроватыми пятнами, переслаиваются мергелем. На отдельных интервалах они содержат тонкие пропластки известняков.

Известняки, слагающие верхнюю часть разреза, — сильноглинистые, тонкослойные, с прослоями мергелей и зеленовато-серых карбонатных

глин; окраска пород пятнистая, с характерными красновато-коричневыми и лиловыми пятнами и разводами. По всему горизонту рассеяны зерна глауконита, местами образующие скопления.

Известняки волховского горизонта, особенно «дикари», широко используются для производства бутового камня и щебня.

Фауна в волховском горизонте разнообразна и многочисленна. Кроме перечисленных зональных форм в целом для горизонта характерны брахиоподы: *Productorthis obtusa* (P and.), *Paurorthis parva* (P and.), *Porambonites reticulatus* P and., *Apomatella ingraca* (P and.), *Antigonambonites planus* (P and.), *Pseudocrania antiquissima* Eichw., *Rauna janischewskii* (Lesp.) наутилоидеи *Endocetas glauconiticum* Heint., *End. laxiseptatum* Bal., *End. frisense* Bal. трилобиты: *Pterygometopus sclerops* (Dalm.), *Iliaenus centrotus* Dalm., *Niobe frontalis* Dalm.; остракоды: *Tetradella grewungki* (Bock), *Ceratopsis bocki* Op., *Primitia zonata* Op.

В нижней глинисто-мергелевой части волховского горизонта в разрезах скважин Валдайской, Пестовской были встречены граптолиты: *Phyllograptus angustifolius elongatus* Hall, *Tetragraptus serra* Bronn, *Tetr. quadribrachiatus* Hall, *Tetr. reclinatus* Ell. et W. В разрезе Крестьевских скважин, где вскрыта нижняя часть волховского горизонта, фауна представлена исключительно обломками трилобитов: *Megalaspis planilimbata* Ang., *Meg. limbata* Bock, *Asaphus bröggeri* Dalm., *Ampyx nasutus* Dalm.

Кундский горизонт (O_1kn) соответствует ортоцератитовому известняку B_2b и B_3 схемы Ф. Б. Шмидта и B_{III} схемы В. В. Ламанского. Название горизонта происходит от г. Кунда Эстонской ССР.

Кундский горизонт, венчающий нижний отдел, на рассматриваемой территории распространен почти повсеместно. Он размыт лишь на небольших участках в пределах очень узкой полосы, прилегающей к бровке глинта. Естественные выходы его приурочены к тем же местам по склону глинта и прорезающим его оврагам и рекам, что и в волховском горизонте, т. е. на реках Копорке, Тосне, Саблинке, Славянке, Поповке, Ижоре, Мге, Назии, Лаве, Волхове, Сяси. Вскрывается он также в оврагах у деревень Лопухинки, Гостилиц, Воронки, в Путиловском карьере. Кроме того, кундский горизонт пройден многочисленными скважинами как в пределах Ордовикского плато, так и в более южных районах Ленинградской, Псковской и Новгородской областей.

Объем кундского горизонта, а следовательно, и связанный с этим вопрос о положении границы между нижним и средним отделами ордовика в Ленинградской области, является предметом дискуссий между ленинградскими и эстонскими геологами. Е. А. Балашова и З. Г. Балашов (1959) проводят нижнюю границу горизонта на р. Волхове на 3 м ниже подошвы так называемого нижнего чечевичного слоя (прослой сильноглинистого известняка или мергеля с оолитами бурой окиси железа), на основании находок на этой высоте на р. Волхове *Asaphus expansus* Dalm. Верхнюю границу эти же авторы проводят по подошве верхнего чечевичного слоя, где появляются первые представители *Asaphus eichwaldi* Schm.

Эстонские геологи (Мянниль, 1963) на основании находок кундских остракод и массового появления эхиносферитов верхнюю границу горизонта проводят на 3,3 м выше подошвы верхнего чечевичного слоя, рассматривая, таким образом, последний (на р. Волхове) в составе кундского, а не вышележащего таллинского горизонта, как это обычно принимается ленинградскими геологами.

В результате детального изучения многочисленных обнажений нижнеордовикских известняков по р. Волхову и большого количества сква-

жин, вскрывших эти отложения, на участке между городами Волховом и Киришами, были получены новые фактические данные, свидетельствующие о том, что при проведении границ кундского горизонта опираться на чечевичные прослои нельзя, так как они представляют собой линзовидные тела различного размера. К тому же и количество этих прослоев весьма непостоянно (Селиванова и др., 1966 г.).

Верхний чечевичный слой, обнажающийся между пешеходным и железнодорожным мостами на левом берегу р. Волхова у ст. Волховстрой II, выклинивается в 1 км севернее железнодорожного моста. Поэтому в скважинах, расположенных еще севернее Волховстроя, встречен только один прослой с чечевицами (нижний чечевичный слой), а южнее г. Волхова в целом ряде скважин (деревни Хотово, Маршагино, Бережки, Рысино) количество чечевичных прослоев увеличивается до четырех-шести и даже до восьми. В некоторых из этих прослоев встречены брахиоподы и трилобиты таллинского горизонта, а в некоторых разрезах (скважина д. Хотово), наоборот, все чечевичные прослои относятся по фауне к кундскому горизонту. Аналогичная картина наблюдалась и на юге Эстонии (разрез скважины Вяйка-Марья), где, как указывает Т. Н. Алихова (1960), фосфорно-железистые оолиты и ожелезненные обломки фауны не приурочены к определенному стратиграфическому уровню, а встречаются в средней и верхней частях кундского горизонта на протяжении 3 м.

В связи с вышензложенным единственным критерием при проведении границ горизонта являются фаунистические данные. Лишь в отдельных случаях палеонтологически обоснованная верхняя граница кундского горизонта совпадает с кровлей самого верхнего прослоя с чечевицами (так как в нем содержится руководящая фауна) или с подошвой одного из верхних чечевичных прослоев (скважины Теребонийе, Заречье).

Общая мощность кундского горизонта как в пределах Ордовикского плато, так и к югу от него обычно колеблется от 6 до 8 м, реже она достигает 9—11 м (города Нарва, Кингисепп, Волхов, станции Сиверская, Чудово) или уменьшается до 2—3 м (район г. Тосно), где большая часть горизонта размывается. В Московской синеклизе мощность горизонта резко возрастает. Так, в Валдайской, Крестецкой и Пестовской скважинах она соответственно равна 28,5, 31,0 и 37,5 м.

Кундский горизонт сложен довольно однообразной толщей мелко- и тонкозернистых, в различной степени глинистых (иногда мергелеподобных) и доломитизированных известняков. В районе глинта они обычно слабо доломитизированы. При этом в более южных и юго-восточных районах Ордовикского плато степень доломитизации увеличивается и нижняя часть горизонта в отдельных разрезах представлена доломитами (скважины в д. Померанье, совхозе Красный Ударник, в районе г. Волхова, ст. Сиверская, деревень Грязно, Хотыницы и др.).

Неравномерная глинистость придает породе своеобразную пятнистость: более глинистые участки (пятна) имеют темно-зеленовато-серую окраску, слабogliнистые, мелкозернистые разности известняка — светло-серые. В толще известняков встречаются тонкие, обычно в несколько миллиметров и редко в 2—5 см прослои зеленовато-серой или красновато-фиолетовой тонколистватой, очень плотной, иногда битуминозной глины. Тонкие пленки глины покрывают неровные поверхности напластования известняка.

Почти повсеместно, особенно в нижней части горизонта, содержатся зерна глауконита. Местами присутствуют в больших количествах кристаллы и жёды кальцита и небольшие конкреции пирита, частью окислившегося (д. Померанье и др.).

Характерной особенностью кундского горизонта, как уже указывалось, является наличие прослоев с чечевицеобразными фосфорно-железистыми оолитами, частью разложившимися. Прослои эти часто выклинивающиеся, линзовидные, небольшой мощности. Наиболее выдержанный прослой с оолитами бурой окиси железа приурочен к нижней части горизонта. Это так называемый нижний чечевичный слой. Он отчетливо прослеживается вдоль всей приглинтовой полосы от р. Сяси до г. Таллина. На востоке чечевичный слой залегает в бассейне Сяси и Волхова, на 0,5—0,6 км выше нижней границы горизонта или непосредственно на контакте с волховским горизонтом.

Мощность нижнего чечевичного слоя непостоянна и колеблется от нескольких сантиметров до 0,35—0,70 м. В разрезах рек Саблиньки и Тосны она сокращается до 0,25—0,35 м, а в районе Гостилиц, Лопухинки, Путилово и на р. Лаве увеличивается до 0,6—0,8 м. В южных районах Ленинградской области (скважины в поселках Тосно, Усадище) мощность его 0,5 м.

Чечевичный слой чаще всего сложен глинистым известняком с одним или двумя прослоями мергеля и глины (обычно по рекам Тосне, Саблиньке, Поповке). На р. Славянке он представлен глиной, переполненной бурыми оолитами (мощностью 0,3 м), в результате чего порода приобретает буровато-коричневую окраску. В отдельных разрезах, преимущественно в более южных районах, глины представляют собой прослой, мощностью от нескольких сантиметров до 1,5 м, с рассеянными в них оолитами (частью полуразложившимися). Глины перемежаются с прослоями глинистых известняков. Чечевички плоские, от долей миллиметра до 2—2,5 мм, овальной формы. Сохранность обычно хорошая, но нередко они сильно разрушены и имеют расплывчатые очертания. К югу от полосы выхода горизонта на поверхность прослой с чечевицами, как правило, не имеют четких границ. Здесь встречаются лишь рассеянные оолиты, то в больших, то в меньших количествах, приуроченные к различным стратиграфическим уровням кундского горизонта (район городов Луги, Пскова, Порхова, Будогощи, Чудово и др.).

Микроскопическое изучение кундского известняка показало, что основная масса породы сложена зернами кальцита с небольшой примесью ромбоздров доломита (размер зерен 0,08—0,15 мм), в небольших количествах содержатся микрообломки фауны плохой сохранности. Глинистое вещество (5—20%) светло-желтовато-бурой окраски распределяется в породе неравномерно.

На основании видового состава трилобитов горизонт был расчленен В. В. Ламанским (1905) на три зоны, соответствующие трем подгоризонтам: нижний $V_{III\alpha}$ с *Asaphus expansus* Dalm. и *As. lamanskii* Schm., средний — $V_{III\beta}$ с *Asaphus raniceps* Dalm и верхний $V_{III\gamma}$ с *Asaphus eichwaldi* Schm. и *Ptychopyge globifrons* (Eichw.). Как показали исследования А. Ф. Лесниковой, верхняя часть подгоризонта $V_{III\gamma}$, где встречаются *Asaphus eichwaldi*, не соответствует кундским слоям, и Е. А. Балашова и З. Г. Балашов (1959) относят ее к таллинскому горизонту, а в верхней части кундского горизонта, соответствующей нижней половине $V_{III\gamma}$ схемы В. В. Ламанского, авторы выделяют зону с *Asaphus major* Schm. и *Cyclendoceras cancellatum* Eichw. В таком объеме кундский горизонт представлен и в региональной унифицированной схеме ордовика Северо-Запада Русской платформы (1965). Верхний подгоризонт, по данным исследований Е. А. Балашовой и З. Г. Балашова, является самым выдержанным на территории Ленинградской области и Эстонской ССР. Средний подгоризонт также до-

вольно широко распространен. Нижний, напротив, распространен лишь в восточной части Ленинградской области (от р. Сяси до р. Лавы).

Более или менее отчетливо (по фауне) подгоризонты устанавливаются в обнажениях на р. Волхове (Балашов и Балашова, 1959).

Подгоризонт V_{IIIa}, мощностью 0,9—1,2 м, распространен лишь в восточной части Ленинградской области (от р. Сяси до р. Лавы). Он представлен глинистыми тонкоплитчатыми известняками с прослоями (0,25 см) известковистой глины. В основании подгоризонта лежит мелкозернистый известняк с *Asaphus expansus*.

Подгоризонт V_{IIIb}, мощностью 3,07—3,15 м, хорошо прослеживается как в пределах Ленинградской области, так и в Эстонской ССР. Он начинается с нижнего чечевичного слоя, который здесь весьма четко выделяется и имеет выдержанную мощность, равную 0,35—0,4 м. Выше лежат глинистые известняки с прослоями глин. Встречаются многочисленные трилобиты, в том числе *Asaphus raniceps*.

Подгоризонт V_{IIIγ}, мощностью около 4 м, сложен тонкослоистыми, глинистыми, слабо доломитизированными известняками с прослоями известковистых глин. В основании лежит прослой плотного, крепкого доломитизированного известняка («белый слой»), мощностью 0,25—0,3 м. Фаунистические остатки редки. Из трилобитов найдены *Asaphus eichwaldi* Sch m., *As. pachyophthalmus* Sch m.

Разрез кундского горизонта с подгоризонтами схемы В. В. Ламанского хорошо наблюдается в обнажениях на левом берегу р. Волхова, в 2 км ниже д. Плеханова (описание В. А. Селивановой, 1966 г.):

	Q. Локальная морена	0,6 м
O ₁ kn (V _{IIIβ}).	Чередование известняка тонкозернистого светло-серого и глины. Мощность прослоев 1—3 см с <i>Orthis caleigramma</i> Dalm. и <i>Asaphus raniceps</i> Dalm.	1,05 „
	Известняк скрытокристаллический с <i>Asaphus raniceps</i> Dalm.	0,07 „
	Нижний чечевичный слой	
	Переслаивание известняка и глины (мощность прослоев 2—8 см); известняк органогенный, желваковидный; глина серая, плотная. Вся толща переполнена оолитами бурой окиси железа, распределенными неравномерно и образующими скопления с <i>Asaphus raniceps</i> Dalm.	0,35 „
O ₁ kn (V _{IIIα}).	Известняк тонкокристаллический, глинистый, тонкоплитчатый, светло-серый с желтыми и сиреневыми пятнами, часто переслаивается известковистой глиной (мощность прослоев глины 1—10 см) с неровными поверхностями напластования, встречаются зерна глауконита, с <i>Asaphus expansus</i> Dalm, <i>Illaenus estmarkii</i> (Schlot.), <i>Licophoria nucella</i> Dalm. и др.	2,77 „
O ₁ kn.	Известняки серые, плотные, с <i>Asaphus lepidurus</i> Nieszk.	
	Видимая мощность	1,5 „

Верхняя часть кундского горизонта (подгоризонт V_{IIIγ}) обнажается вверх обрывистого склона левого берега р. Волхова на южной окраине д. Плеханово:

	O ₂ tl. Известняк с эхиносферитами.	
O ₁ kn (V _{IIIγ}).	Известняк мелкозернистый, глинистый, слабо доломитизированный, желтовато-серый, с тонкими прослойками известковистой глины, тонкослоистый с <i>Asaphus eichwaldi</i> Sch m., <i>Endoceras incongnitum</i> Sch r.	2,55 „
O ₁ kn (V _{IIIγ}).	Известняк сильноглинистый, мелкозернистый, с частыми прослоями глины (1—5 см), с конкрециями пирита, с <i>Endoceras incongnitum</i> Sch r.	2,95 „
O ₁ kn (V _{IIIβ}).	Известняк глинистый, со скоплениями чечевичек бурой окиси железа (нижний чечевичный слой), с <i>Asaphus raniceps</i> Dalm.	0,20 „

Следовательно, граница кундского и таллинского горизонтов лежит на 5,5 м выше кровли нижнего чечевичного слоя.

На это же указывают и Е. А. Балашова и З. Г. Балашов (1959 г.), пересмотревшие границы кундского горизонта в разрезе р. Волхова.

Также интересен разрез кундского горизонта на р. Волхове, вскрытый скважиной в д. Симанково на правом берегу ниже плотины (по В. А. Селивановой, 1966 г.).

gl_{III}. 0,0—2,0 м. Суглинок бурый.

O₂^{fl}. 2,0—3,0 м. Известняк сильноглинистый, тонкозернистый с эхиносферитами.

O₁^{kn}. 3,0—4,45 м. Известняк тонкозернистый, местами глинистый, серый с зеленоватым оттенком, с неровными плоскостями напластования, покрытыми глинистой пленкой. Встречены *Dianulites fastiquatus* Eichw.

O₁^{kn}. 4,45—4,60 м. Глина известковистая, зеленовато-серая с многочисленными остракодами.

4,60—8,50 м. Известняк, аналогичный вышеописанному с частыми *Endoceras incognitum* Schr.

O₁^{kn}. 8,50—11,55 м. Известняк глинистый, серый, пятнистый, конгломератовидной текстуры с тонкими глинистыми пленками. Встречены *Ingria nefedjevi* Eichw., *Lucophoria nucella* (Dalm), *Asaphus* cf. *raniceps* Dalm.

O₁^{kn}. 11,55—11,70 м. Известняк глинистый, переполненный чечевичками бурой окиси железа, неравномерно распределенными, со скоплениями на плоскостях напластования. Размер от долей миллиметра до 0,5 мм, округлой и удлиненной формы. Встречен *Asaphus* cf. *raniceps* Dalm.

O₁^{kn}. 11,70—11,80 м. Глина известковистая, темно-серая, мергелеподобная, со скоплениями чечевичек бурой окиси железа (оолитов), образующих оолитовую породу. Слоистость обусловлена послойным скоплением чечевичек

0,10 м

O₁^{kn}. 11,80—11,90 м. Известняк тонкозернистый, глинистый, серый, с большим содержанием чечевичек, образующих скопления. На глубине 11,90 м найден *Asaphus raniceps* Dalm.

0,10 „

O₁^{kn}. 11,90—18,40 м. Известняк тонкозернистый, глинистый, с участками органогенно-обломочного, местами доломитизированный, серый с бледно-сиреневыми пятнами и разводами, встречаются кристаллы кальцита и зерна глауконита, иногда образующие скопления с неопределимыми остатками трилобитов. В интервале 14,5—16,50 м найдены *Ptychopyge lesnikovae* Bal., *Antigonambonites planus* (Pand.), *Paurorthis parva* Pand., много мшанок и остракод. В прослое мергелеподобного известняка мощностью 2 см, залегающего в основании слоя, встречены остатки *Porambonites reticulatus* Pand. и *Paurorthis* cf. *parva* (Pand.).

O₁^{vl}. Известняк мелкокристаллический, очень крепкий, глауконитовый.

На территории Московской синеклизы в разрезах скважин Валдайской, Крестецкой и Пестовской кундский горизонт отличается более глинистым составом пород, он представлен однообразными глинистыми известняками, мергелями и реже карбонатными глинами зеленовато-серого цвета. Скопления чечевичек бурой окиси железа в этих разрезах не наблюдались. Несмотря на то, что остатки руководящих форм трилобитов для подгоризонтов схемы В. В. Ламанского были найдены также и в разрезах этих трех скважин, ввиду недостаточности палеонтологического материала и весьма однообразного литологического состава пород четко ограничить каждый из трех подгоризонтов в пределах этого региона не представляется возможным.

Еще более существенные фациальные изменения горизонт претерпевает на западе Эстонии (между г. Таллином и о. Осмуссар), где известняки обогащаются зернами кварца и переходят в известковистый «песчаник Рогэ» с желваками фосфорита. Последний образует конгломератовидный прослой мощностью 3—4 м.

Фауна в отложениях кундского горизонта многочисленна и разнообразна. Кроме зональных форм, приведенных выше, для горизонта в целом характерны следующие брахиоподы: *Lucophoria nucella* (Dalm), *Orthis calligramma* Dalm, *Iru concava* (Pahl), *Porambonites intercedens* Pand., *Progonambonites inflexus* (Pand.), *Antiella*

baltica Ö p. и др., наутилоидеи *Endoceras incognitum* Sch r., *End. duplex* Wahl, *Cyclendoceras canaellatum* (Eich w.), *C. buchi* Lesnik, *C. eichwaldi* Bal. и др.; трилобиты *Megalaspis obtusicanda* Sch m., *M. gigas* A ng., *M. heroica* Ja anuss, *Amphyx nasutus* Dalm, *Amp. volborthi* Sch m., *Ptychopyge lesnikovae* Bal., *Iliaenus exmarki* Sch l., *Ill. incisus* Ja an, *Pseudoasaphus simonkovensis* Bal, *Plesiomegalaspis* и др. Много остатков фауны встречено в керне Крестецкой, Валдайской и Пестовской скважин: *Asaphus raniceps* Dalm, *As. cancellatum* Eich w, *Plionema fischeri* (A ng.) и др.

В средней части кундского горизонта в Пестовской скважине найдены остатки: *Didimograptus* cf. *bifidus* Hall, свидетельствующие о соответствии кундского горизонта зоне *Didimograptus bifidus* лланвирна Англии и нижней части верхних дидимограптовых сланцев Швеции и Норвегии.

Средний отдел

Среднеордовикские отложения залегают согласно, без следов размыва, на породах нижнего ордовика. На большей части территории они перекрываются трансгрессивно залегающими отложениями среднего и на северо-востоке — верхнего девона. На западе и частью на востоке — в Чудовском, Киришском, а возможно, в районе г. Пестово — на них с нормальным контактом лежат верхнеордовикские породы. Непосредственно под четвертичным покровом отложения среднего ордовика вскрываются только в пределах Ордовикского плато.

Мощность отложений среднего ордовика в полосе выхода его на поверхность составляет 70—100 м, в Волховском и более южных районах 120—150 м, в разрезах скважин Московской синеклизы 160—200 м.

Средний ордовик в пределах всей территории сложен однообразной толщей карбонатных пород, преимущественно известняков, стратиграфическое расчленение которых возможно только по характерным фаунистическим остаткам, достаточно хорошо и полно здесь представленным. Литологические изменения пород весьма незначительны и непостоянны и потому не могут быть использованы при проведении границ (рис. 22*).

Среднеордовикские отложения в пределах Московской синеклизы отличаются от аналогичных пород склона Балтийского щита еще более глинистым составом и наличием весьма редких и маломощных прослоев горючих сланцев (рис. 23, 24, 25).

В составе среднего отдела ордовика выделяются таллинский, куерский, идаверский, хревицкий и кегельский горизонты. Нижние три горизонта объединены в пуртский надгоризонт, соответствующий верхнему лланвирну, лландейло и нижнему карадоку. Хревицкий и кегельский горизонты образуют иевский надгоризонт, соответствующий среднему карадоку или иевскому ярусу схемы Ф. Б. Шмидта.

Пуртский надгоризонт

Таллинский горизонт (O_2tl) соответствует эхиносферитовому известняку C_1 схемы Ф. Б. Шмидта. Название происходит от г. Таллина и впервые введено в 1922 г. Г. Беккером (взамен ревельской свиты, предложенной П. Раймондом в 1916 г.).

Таллинский горизонт на рассматриваемой территории распространен почти повсеместно. Отсутствие его вследствие размыва в доживетское время установлено только на небольшом участке в районе г. Тосно.

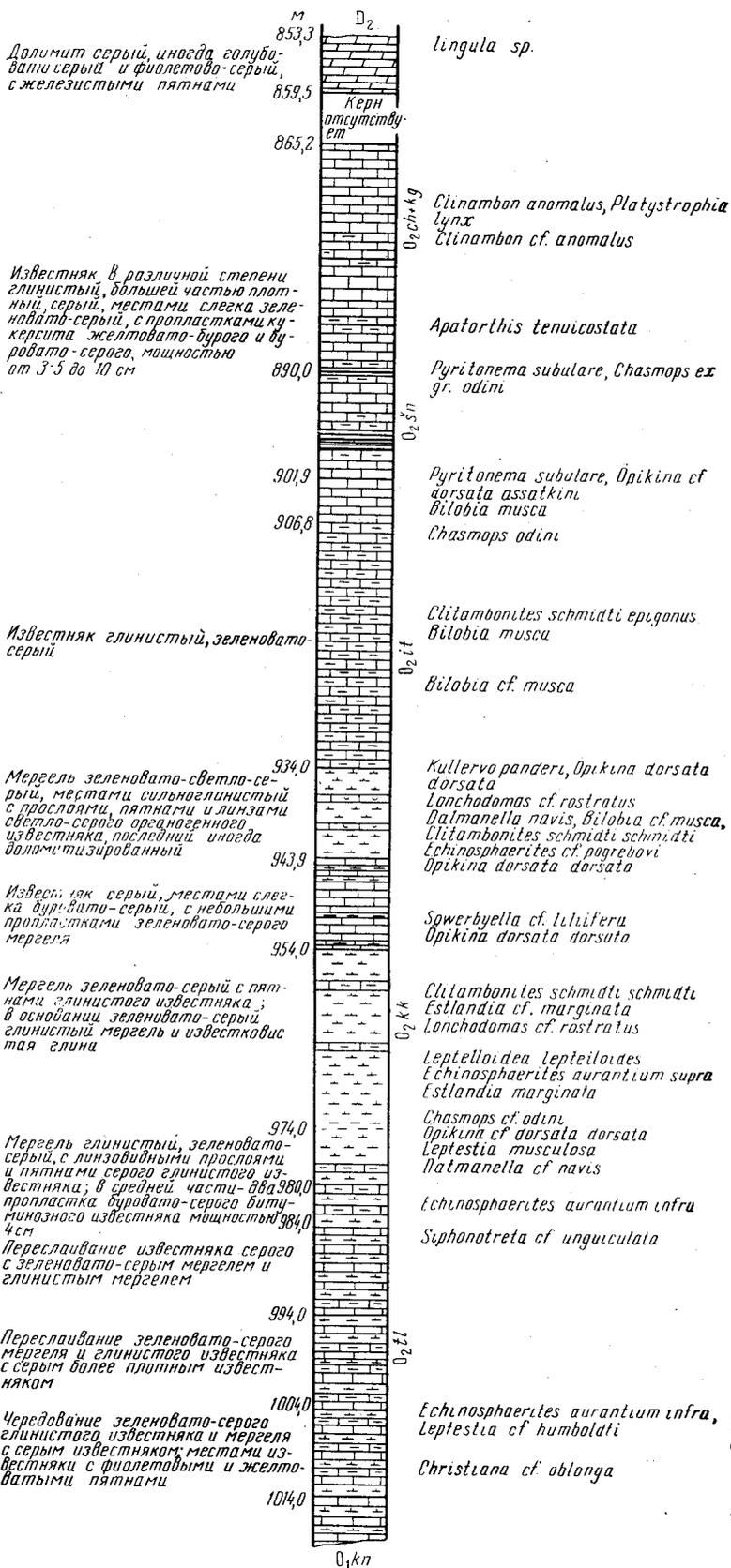


Рис. 24. Разрез среднего ордовика по Валдайской скважине. Т. Н. Алихова (1963 г.)

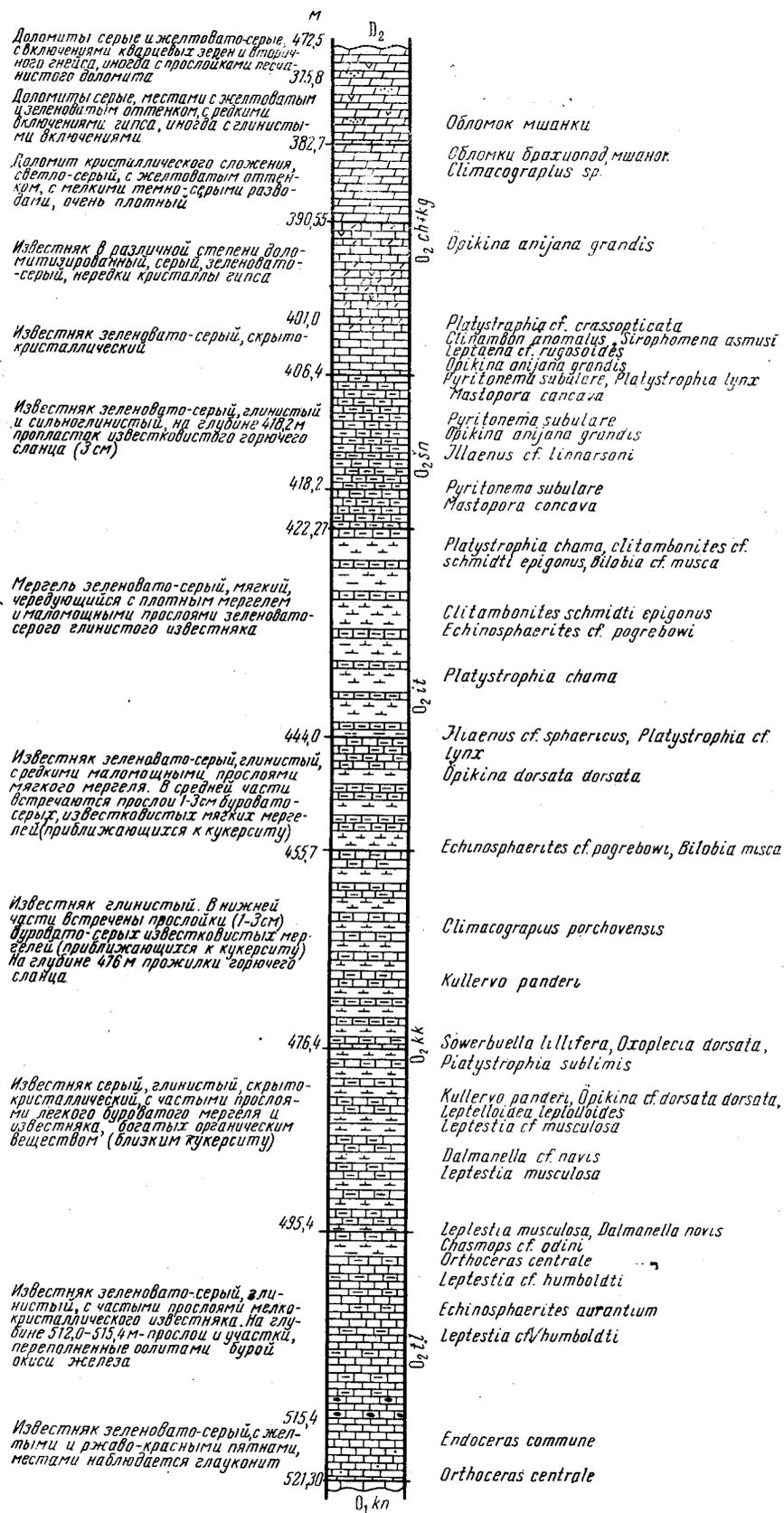


Рис. 25. Разрез среднего ордовика по Порховской скважине. Т. Н. Алихова (1963 г.)

Залегают он всюду на кундском горизонте, перекрывается обычно кукуерским горизонтом, а там, где имеется довольно глубокий додевонский размыв, лежит под наровскими мергелями и пярнускими песками (район г. Мги — д. Ушаки-Жеры). На северо-востоке, между Волховом и Сясью, т. е. в районе отсутствия среднего девона, на породы ордовика ложатся непосредственно верхнедевонские пески и песчаники.

Наиболее полный и непрерывный разрез таллинского горизонта известен на р. Волхове, где по обоим берегам от д. Званки до Торфопоселка тянутся сплошные обнажения и карьеры известняков. Нижняя часть горизонта обнажена у д. Гостилицы, по рекам Копорке, Поповке, Тосне (у д. Гертово), Мге, Нази, Лаве, в карьерах у деревень Тайцы, Пудости, Большие Горки. На всей остальной территории он вскрыт многочисленными скважинами.

Границы таллинского горизонта устанавливаются только на основании фауны. В некоторых разрезах нижняя граница совпадает с верхним чечевичным слоем. Мощность таллинского горизонта колеблется от 12—20 м на южном склоне Балтийского щита до 34—38 м на западе в Московской синеклизе (скважины Валдайская, Зеленщина). Значительные мощности (26—28 м) были также зафиксированы к югу от Ордовикского плато — в Порховской, Черской и Чудовской скважинах.

Наиболее детально разрез таллинского горизонта изучен на р. Волхове, где Р. Ф. Геккер в 1923 г. на основе литологических признаков разделил всю толщу на 24 слоя, обозначив их буквами латинского алфавита (от a+b до z) и произвел последний сбор остатков фауны. Позднее эти разрезы посетил М. Э. Янишевский, установивший положение подошвы эхиносферитового известняка на 6,16 м выше кровли верхнего чечевичного слоя. В результате многолетних исследований с 1924 по 1940 г. А. Ф. Лесникова дала детальную стратиграфическую схему расчленения толщи эхиносферитовых известняков, выделив в ней четыре свиты: волховстройскую, порожскую, валимскую и вельскую. Позднее Е. А. Балашова и З. Г. Балашов (1961) на основании изучения трилобитов и наутилоидей несколько уточнили и видоизменили схему А. Ф. Лесниковой. В частности, свиты они назвали подгоризонтами, а верхнюю из них, вельскую, отнесли к кукуерскому горизонту.

Ниже приводится краткая характеристика таллинского горизонта по подгоризонтам (Е. А. Балашова и З. Г. Балашов, 1961).

Волховстройский подгоризонт сложен серыми с бледно-фиолетовыми пятнами толсто- и тонкоплитчатыми известняками (вверху доломитизированными), переслаивающимися с глинами с *Asaphus eichwaldi* Sch m., *As. cornutus* P a n d., *As. kowalewskii* L a w g. Мощность 12,99 м.

Порожский подгоризонт представлен чередованием толстослоистых с более тонкослоистыми доломитизированными серыми с бледными фиолетовыми разводами известняками с редкими остатками трилобитов *Asaphus ornatus* P o t r. Мощность 8,85 м (в настоящее время выходы подгоризонта на р. Волхове между деревнями Халтурино и Пороги скрыты под водой).

Валимский подгоризонт сложен тонко- и толстослоистыми зеленовато-серыми с яркими фиолетовыми и желтыми разводами доломитизированными известняками, чередующимися с прослоями мергелей. Для подгоризонта характерен *Asaphus devexus* (E i c h w.). Мощность от 5,4 до 7,3 м.

Следует отметить, что расчленение таллинского горизонта на подгоризонты было произведено в обнажениях на р. Волхове до сооружения плотины гидроэлектростанции. В результате подъема уровня воды в реке значительная часть разреза оказалась затопленной и недоступной для изучения.

В основании таллинского горизонта залегают один-три прослоя, а в разрезах западной части Ленинградской области и в восточной Эстонии три-пять прослоев глинистого известняка с включением охристо-желтых и желтовато-бурых чечевицеобразных фосфорно-железистых оолитов. Это так называемый «верхний чечевичный слой», по структуре близкий к нижнему чечевичному слою; мощность его от 0,5 до 1,0 м, реже до 2,5—3 м (в районе р. Волхова). В более южных и юго-восточных районах «верхний чечевичный слой» большей частью не прослеживается или чечевички настолько редки и таких нечетких очертаний, что с трудом распознаются в разрезах естественных обнажений и тем более в керне скважин. В результате разложения и окисления чечевичек нередко порода окрашивается в пятнистый охристо-бурый и красновато-коричневый цвет.

Таллинский горизонт слагается однообразной толщей известняков, в различной степени доломитизированных, с участками известковистых доломитов, преимущественно мелко- и тонкозернистых, местами органично-обломочной структуры, с пятнами и прослоями сильноглинистого известняка и известковистой глины.

В некоторых разрезах (например в Волховском и Тосненском районах) присутствуют сильноглинистые, мергелистые известняки, с прослоями мергелей, часто переслаивающиеся с глинами. Известняки тонко- и среднеплитчатые, реже толстоплитчатые, с неровными поверхностями напластования, как правило, покрытыми глинистой, иногда битуминозной или пиритизированной пленкой. Окраска их зеленовато-серая, желтовато-серая, в обнаженной части пород по берегам рек с бледно-фиолетовыми и розовато-сиреневыми расплывчатыми пятнами. Известняки мелкопористые и кавернозные, что связано с выщелачиванием скелетных остатков организмов и со скоплениями кристаллов кальцита и пирита. Встречаются единичные небольшие вкрапленники розового гипса (район г. Волхова).

В районе ст. Мга и верхней части таллинских известняков встречаются единичные прослоя (0,1—1,8 м) доломитов, а в районе д. Костово они составляют около половины разреза (13,6 м). Однако какой-либо определенной закономерности в распространении доломитов на площади и в разрезе таллинского горизонта не устанавливается.

Известняки сложены скрытокристаллическим кальцитом, находящимся в тесном контакте с тонкодисперсным желто-бурым глинистым веществом. Зерна доломита обычно распределены неравномерно и образуют гнездообразные скопления. Глинистое вещество, присутствующее в количестве 10—25%, также распределяется неравномерно. Характерно большое скопление обломков фауны, частично перекристаллизованной и доломитизированной.

Известняки характеризуются содержанием SiO_2 6—25%, Al_2O_3 2—6%, Fe_2O_3 1,5—2,5%, CaO 28—44%, MgO 3—15%; п. п. п. 28—40%. Местами количество MgO достигает 15%. Вещественный состав и строение таллинского горизонта сохраняется почти на всей площади его распространения. Только в разрезах Валдайской, Крестецкой и Пестовской скважин горизонт характеризуется более глинистым составом пород и отсутствием чечевичных прослоев. Здесь он сложен в основном мергелями и сильноглинистыми, местами доломитизированными известняками зеленовато-серыми с желтыми и красновато-бурыми пятнами и разводами.

Остатки фауны встречаются по всему разрезу в большом количестве. Особенно характерны брахиоподы *Christiania oblonga* (P and.), *Leptestia humboldti* (Vern.), *Ladogiella* cf. *transversa* (P and.), *Leptopilium transversum* (P and.), *Porambonites verneuili* Lessn., *Lycopho-*

ria globosa (P and.), *Cyrtototella semicircularis* (Eichw.), *Clitambonites abscondens* (P and.); наутилоидеи *Orthoceras regulare* Schloth., *Orthoceras centrale* His, *Endoceras rectostrigatum* Schröd., *End. lesnikowae* Bal., *End. remotum* Eichw., *End. complanatum* Eichw.; трилобиты *Asaphus eichwaldi* Schm., *As. ornatus* Pomr., *As. cornutus* P and., *As. kowalewskii* Lawr., *As. latus* P and., *As. laevissimus* Schm., *Xenasaphus devexus* Eichw., *Ancistroceras undulatum* Rem., *Pseudoasaphus tecticaudata* Stein., *Illaenus schmidti* Nieszk., *Ill. chiron* Hulm, *Ill. tauricornus* Kut, *Ill. dalmani* Volb. и др. Многочисленны остатки иглокожих: *Echinospaerites aurantium infra* Heck., *Heliocrinites balticus* Eichw., *Clyptosphaerites leuchtenbergi* Volb. и др. Часто встречаются колонии мшанок. Из характерных для таллинского горизонта форм на р. Волхове встречены *Batostroma fertile* Ulrich.

В таллинском горизонте много остракод. В разрезах района г. Волхова встречены *Leperditella semen* Öp., *Steuslofria linnarsani* (Kre-use), *Tallinella marchiea* (Kr.), *Sigmoopsis perpunctata* Öp., *Longiscula arenaris* Neck, *Uhakiella eciodesma* Öp. и др.

В прослоях глин и сильноглинистых известняков верхней части таллинского горизонта в кернах Крестецких скважин и в д. Гнильно (в районе ст. Карамышево Псковской области) встречаются граптолиты *Gymnograptus linnarssoni* (Mub), форма, характерная для зоны *Glyptograptus terctiusculus* (Nis) Швеции, т. е. для лландейло.

В схеме Эстонской ССР таллинскому горизонту соответствуют слои азера (0,1—7 м), свита ласнамяги (5—13 м) и нижняя часть свиты ухаку, сложенные также глинистыми, в разной степени доломитизированными известняками, с оолитовой зоной (верхний чечевичный слой), приуроченной к основанию.

Кукерский горизонт (O_2kk) соответствует кукерским слоям S_2 схемы Ф. Б. Шмидта. Горизонт назван по бывшей мызе Кукерс (ныне д. Кукрузе Эстонской ССР). Распространен почти на всей территории развития ордовика, за исключением приглинтовой полосы на севере Ордовикского плато.

Кукерский горизонт обнажается на поверхности в основном в искусственных выработках. Небольшие единичные выходы его имеются на р. Мге у д. Сологубовки и на р. Волхове под деревьями Бор и Вельцы (где виден его контакт со снегогорскими песчаниками верхнего девона). Кроме того, он вскрывается в карьерах на Ордовикском плато — в районе деревень Пудости, Дятлицы, Муховицы, Большой Систы. На западе, в районе Гдовского сланцевого бассейна, кукерский горизонт пройден большим количеством разведочных и поисковых скважин.

Отделить кукерский горизонт от весьма сходного с ним таллинского и вышележащих итферских слоев в большинстве случаев возможно только по фауне. В Сланцевском районе нижняя граница горизонта практически проводится в основании первого снизу прослоя горячего сланца, расположенного ниже промышленной пачки на 5—5,5 м, верхняя граница — по прослою кукерсита мощностью 0,2—0,9 м, поскольку между ними была найдена фауна кукерского горизонта. В Эстонской ССР геологи нижнюю границу проводят по подошве первого промышленного пласта горячих сланцев (слой А). Там, где последний отсутствует, по сильно пиритизированной поверхности перерыва, выше которой в разрезе появляются тонкие прослои кукерсита (Рыымусокс, 1960). В остальных районах рассматриваемой территории, где прослои горячих сланцев в этом горизонте отсутствуют, проведение границ крайне затруднено.

Мощность кукерского горизонта составляет 14—18 м на западе Ордовикского плато (район Волосово, Сланцы), 22—25 м на востоке (в Киришском и Волховском районах). В более южных районах Ленинградской, Псковской и на севере Новгородской областей мощности его резко возрастают до 33,5—39,7 м (скважины Сольцы, Красный Ударник, Порховская, Черская, Зеленщина, Валдайская).

Кукерский горизонт сложен на западе Ордовикского плато известняками слабо доломитизированными, в той или иной степени глинистыми, неравномернозернистыми, серыми с буровато-желтыми пятнами, полосами и разводами, с прослоями горючих сланцев. На востоке (район Волхова, Чудова) преобладают серые и зеленовато-серые довольно однородные глинистые и сильноглинистые известняки, местами переходящие в мергель. При этом нижняя половина разреза представлена более глинистыми, менее магниальными известняками; верхняя обычно сложена менее глинистыми сильно доломитизированными известняками и доломитами. Таким образом, наблюдается закономерное увеличение доломитизации известняков вверх по разрезу.

Известняки и доломиты толстоплитчатые, монолитные, часто с неровными поверхностями напластования, иногда покрытыми глинистой, темно-бурой, битуминозной пленкой, с остроугольным изломом. Известняки слабокавернозные за счет выщелачивания скелетных остатков фауны. Каверны выполнены кристаллами кальцита и пирита. На р. Волхове были встречены мелкие кристаллы галенита и розового гипса.

Изучение известняков в шифах показало, что они состоят из скрытокристаллического кальцита, кристаллов доломита, местами достигающего 30—40% и тонкодисперсного желтовато-бурого глинистого вещества (от 10—15 до 25%). Структура их скрыто- и тонкокристаллическая, местами органогенно-детритовая. Неравномерное распределение кристаллов доломита и глинистого вещества придает породе микрослоистую и пятнистую текстуру.

Химический состав кукерских известняков характеризуется значительным постоянством (особенно на западе Ленинградской области). В нем содержится: SiO_2 7—12%, Al_2O_3 2—4%, Fe_2O_3 1—2%, CaO 38—40%, MgO 5—9%, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 1—1,5%; л. п. п. 37—40%, в восточных районах (район р. Волхова) содержание SiO_2 местами достигает 20%, а MgO до 13%. Остальные компоненты находятся примерно в вышеприведенных пределах.

Горючий сланец — кукерит наиболее характерен для разреза кукерского горизонта западной части Ордовикского плато (к западу от меридиана ст. Волосово до границы с Эстонией). Встречается он в известняке в виде маломощных, невыдержанных прослоев, пленок, примазок, а также червеобразных прожилков.

Кукерит представляет собой глинистую мергелеподобную сланцеватую породу желтовато-бурого цвета, значительно меньшего удельного веса, чем вмещающие его известняки. Образовались они из морского сапропелитового ила и в чистом виде почти нацело состоят из остатков синезеленых водорослей *Gleocapsomorpha prisca* Z all. (Залесский, 1917), погруженных в массу сапропелитового бесструктурного вещества. Маломощные (до 0,1—0,3 м) прослой кукеритов обычно однородны по составу; прослой относительно большей мощности в том или ином количестве пропитаны глинисто-известковистым веществом в виде прожилков, тонких (до 1—5 мм) невыдержанных прослоев или желваков различного размера округлой или овальной формы. Встречаются пачки, состоящие из частого чередования глинистого известняка и кукерита (мощность прослоев тех и других не более 1—2 см). На поверх-

ностях слоев кукурсита иногда имеются пленки голубовато-серой глины (Медниково, Хотыницы).

Результаты химического анализа известняков, обогащенных кукурситом (Гдовский и Чудовский районы) показывают, что в них содержится около 10—11% кремнезема, незначительный процент составляют глинозем (1,5%), окислы железа (1,3%), окись магния (3%).

Прослой чистого кукурсита, достигающие значительной мощности (до 1,5 м), имеют промышленное значение как горючее полезное ископаемое. В северной части Ленинградского сланценосного бассейна насчитывается до 16 прослоев горючего сланца мощностью от 0,02 до 1,3 м. Четыре сближенных прослоя, расположенные в нижней части горизонта, составляют промышленную пачку общей мощностью 1—2,8 м. Эти прослои характеризуются относительным постоянством мощности, выдерживающейся на западе Ленинградской области (Гдовское месторождение) на довольно больших площадях. Первые прослои горючего сланца в Сланцевском районе появляются примерно в 5—5,5 м выше нижней границы кукурского горизонта.

Промышленный пласт горючего сланца в пределах Ленинградского месторождения имеет довольно сложное строение. Он состоит из четырех слоев сланца (I, II, III, IV), разделенных прослоями известняков различной мощности (сводное описание промышленного пласта приводится по Л. М. Хотину, 1968 г.).

IV слой (нижний) состоит из двух прослоев сланца, разделенных прослоем известняка мощностью 0,02—0,03 м. Мощность IV слоя колеблется от 0,17 м (на северо-западе бассейна) до 0,07—0,14 м на Лужско-Волосовской площади. Выше залегает слой известняка («синюха») мощностью 0,08—0,29 м.

III слой представлен коричневым сланцем почти без включений известняка. Мощность слоя от 0,28—0,32 м (на Междуреченской площади) до 0,09—0,15 м (на Лужско-Волосовской площади). Между III и II слоем залегает битуминозный известняк («кулак») мощностью 0,04—0,20 м.

II слой сложен темно-коричневым сланцем, содержащим обычно в кровле конкреции известняка. Характерно для слоя большое количество червеобразных ходов, неравномерно пронизывающих сланец. Мощность слоя от 0,28—0,34 м на северо-западе до 0,11—0,16 м на востоке Ленинградского месторождения. От вышележащего I слоя он отделен монолитным, плотным известняком мощностью от 0,23—0,25 м до 0,27—0,32 м (на Лужско-Волосовской площади). Выше залегает прослой мергелистого сланца мощностью 0,05—0,09 м, а еще выше — известняк («спутник») мощностью 0,04—0,07 м.

I слой представляет собой темно-коричневый сланец, включающий большое количество конкреций желто-серого ноздреватого известняка. Мощность слоя от 0,60—0,66 м на северо-западе до 0,28—0,39 м на юге и востоке месторождения.

В кровле I слоя залегает так называемая «ложная кровля» мощностью от 0,10 до 0,36 м (на Лужско-Волосовской площади не выделяется), представленная желто-серым известняком с тонкими линзовидными прослоями мергелистого сланца с большим количеством конкреций известняка.

К востоку и юго-востоку от г. Сланцы — в Лужско-Волосовском районе (район ст. Волосово) наиболее мощные прослои горючего сланца (0,3—0,45 м) приурочены к средней части кукурского горизонта. В верхней же половине горизонта они присутствуют только в виде редких примазок и включений, пронизывающих известняк.

Кукурский горизонт в скв. Медниково (вблизи ст. Волосово) имеет следующий разрез:

<i>O₂it.</i>	Известняк доломитизированный.	
<i>O₂kk.</i>	59,70—64,95 м. Известняк доломитизированный, пятнистый, зеленовато-серый с примазками кукерсита, местами тонкослоистый	5,25 м
<i>O₂kk.</i>	64,95—66,20 м. Известняк глинистый, серый с голубоватым оттенком, с пятнами тонкозернистого известняка, в интервале 65,00—65,20 м частые прослой кукерсита	1,25 „
	66,20—66,25 м. Кукерсит буровато-желтый, с пятнами и линзовидными прослоями голубовато-серого глинистого известняка	0,05 „
<i>O₂kk.</i>	66,25—66,50 м. Известняк тонко- и мелкозернистый, зеленовато-серый с бурными примазками кукерсита, с кристаллами пирита. Встречены <i>Dalmanella navis</i> Öp., <i>Clitambonites schmidtii</i> (Pahl.)	0,25 „
<i>O₂kk.</i>	66,50—66,85 м. Кукерсит глинистый с примазками голубоватой глины, прожилками известняка и стилолитоподобными желваками округлой формы	0,35 „
<i>O₂kk.</i>	66,85—67,00 м. Известняк мелкозернистый конгломератовидной структуры с темно-бурыми глинистыми пленками	0,15 „
<i>O₂kk.</i>	67,00—68,00 м. Кукерсит глинистый, буровато-коричневый с примазками и прожилками известняка и глины, с прослоями кукерсита	1,00 „
<i>O₂kk.</i>	68,00—76,60 м. Известняк доломитизированный, тонкозернистый, участками глинистый, светло-серый с зеленоватым оттенком. На глубине 72,4 м встречаются прожилки и примазки кукерсита. На глубине 69,0 м залегает прослой кукерсита мощностью 3 см. Известняк доломитизированный с мшанками и <i>Clitambonites adscendens</i> (Pahl.)	8,60 „

Такое непостоянство в строении сланценой пачки на окраинных частях сланценого района можно объяснить изменчивостью физико-географических условий, существовавших в периферических частях древнего бассейна.

Восточнее и южнее ст. Волосово, т. е. за пределами Ленинградского месторождения сланцев, количество и мощность прослоев кукерсита постепенно уменьшается до полного их выклинивания. К таким районам относятся ст. Сиверская, д. Никольщина, ст. Мга, города Луга, Сольцы, Псков, Чудово, а также еще более восточные районы — города Волхов, Кириши, Будогощь, Малая Вишера (скважина Зеленщина). Здесь имеются лишь редкие, незначительные по мощности прослой, примазки и участки слабого пропитывания известняков органическим веществом — кукерситом, встречающиеся по всему разрезу.

В Московской синеклизе (Крестецкая, Валдайская, Пестовская скважины) отложения кукерского горизонта характеризуются еще большей глинистостью, чем в более северных районах. Они представлены мергелями и глинистыми, местами доломитизированными известняками, с прослоями известковистых глин зеленовато-серого и серого цвета.

В разрезах Пестовской и Валдайской скважин среди мергелей содержатся редкие прослой мощностью 4—10 см глинистых битуминозных органогенно-детритовых известняков буровато-серого цвета (кукерситов?). В Крестцах преобладают доломитизированные известняки с примазками и пропластками кукерсита мощностью 1—2 см.

Кукерские известняки содержат многочисленную и разнообразную фауну. Наиболее характерны *Platystrophia bifurata* Schl., *P. dentata veimarnensis* Al., *Porambonites kukersensus* Bekk., *Dalmanella navis* Öp., *Öpikina dorsata dorsata* (Bekk), *Clitambonites schmidtii schmidtii* (Pahl.), *Estlandia marginata* (Pahl.) Kullervo panderi Öp., *Leptestia musculosa* (Bekk), *Leptelloidea leptelloides* (Bekk), *Sowerbyella liliifera* Öp., *Leptaena trigonalis* Schm., *Cliftonia dorsata* (His.), *Chastops odini* (Eichw.), *Cheirurus spinulosus* Schm., *Pseudobasilicus kuckersiana* Schm., *Lichas depressus* Ang. и др. Для описываемого горизонта характерны также *Climacograptus bekkeri* Öp., *Echinospaerites aurantium* Supra. В большом количестве встречаются криноидеи, остракоды.

Идаверский горизонт (O_{2id}) включает итферские и шундоровские слои, которые различаются как по комплексу остатков фауны, так и по литологическим признакам только в полосе выхода их на поверхность, т. е. в западной части Ленинградской области. Здесь они могут рассматриваться как самостоятельные стратиграфические единицы. Значительно сложнее их выделять в восточной части Ордовикского плато и в более южных районах рассматриваемого региона. В связи с этим решением Стратиграфического совещания (1965) они объединены в единый горизонт.

Итферские слои (O_{2it}) соответствуют итферским слоям S_3 схемы Ф. Б. Шмидта. Наименование слоев произошло от бывшей мызы Итфер Эстонской ССР (ныне с. Идавере). Эти слои как самостоятельная стратиграфическая единица были восстановлены Б. П. Асаткиным (1931).

В северной части Ордовикского плато в районе деревень Витино, Клясино, Зябицы, Добряницы итферские слои вскрываются в искусственных выработках и буровых скважинах непосредственно под почвенным слоем или маломощным покровом четвертичных отложений. Южнее неширокой полосы выходов их на поверхность (в районе деревень Медниково и Хотыниц, ст. Волосово) они перекрыты более молодыми отложениями ордовика, а еще южнее и породами девона.

Выделение итферских слоев в разрезах весьма сложно, ввиду того что они имеют много общего с кукерскими как по литологическому составу, так и по характеру фауны.

На западе Ордовикского плато Б. П. Асаткин (1931) нижнюю границу проводил по прослою мощностью 0,3—0,5 м серого ноздреватого крепкого известняка, заключающего в себе ветвистые ходы (напоминающие ходы червей), выполненные бурой железистой массой. Этот прослой залегает на 8—10 м выше верхнего прослоя горячего сланца, входящего в состав промышленной пачки, но присутствует далеко не везде; в восточных районах он вообще не был встречен. Верхняя граница более четкая и обычно соответствует первому появлению в известняках губок и их спикул, характеризующих вышележащие шундоровские слои. Границы итферских слоев в разрезах скважин в городах Порхове, Валдае, Крестцах, Пестово совсем не выражены. Они выделены Т. Н. Алиховой совместно с нижележащим кукерским горизонтом.

В Эстонской ССР нижняя граница проводится по пиритизированной так называемой «двойной поверхности перерыва», а местами по кровле самого верхнего прослоя горячего сланца, что также условно.

Мощность итферских слоев в пределах полосы выходов их на поверхность составляет 13—17 м и лишь местами сокращается до 8—10 м (Нарва, Детково, Хотыницы и др.). При этом наблюдается общая тенденция к увеличению мощности к югу и юго-востоку, где она составляет в районе деревень Бабино — Померанье 18—19 м, в районе городов Чудово, Будогощь, д. Зеленщина, совхоз Красный Ударник 22—24 м, в г. Сольцах 26,6 м. В области более глубокого погружения горизонта мощность его резко возрастает: до 33,4 м (г. Порхов) и 37,1 м (г. Валдай). В Пестовской скважине суммарная мощность итферских слоев и кукерского горизонта составляет 48,6 м.

Итферские слои представляют собой в общем довольно однородную толщу глинистых, мергелеподобных известняков, обычно в той или иной степени доломитизированных, на отдельных участках переходящих в известковистые тонкозернистые доломиты с прослоями органических. Окраска их часто однородная, серая и зеленовато-серая, на отдельных интервалах, а часто по всему разрезу, с сиреневыми и красновато-фиолетовыми пятнами, более резко выделяющимися в разрезах на Ордовик-

ском плато. Известняки толстоплитчатые, монолитные, реже тонкоплитчатые, с ровными плоскостями напластования.

Иногда встречаются тонкие невыдержанные пропластки глины (от долей сантиметра до 0,2 м) или глинистая пленка покрывает плоскости напластования известняка. Спорадически встречаются, преимущественно в нижней половине разреза, тонкие прослойки мощностью от 0,02 до 0,1 м или примазки буровато-коричневого кукурсита.

Б. П. Асаткин (1937) отмечает местами в верхней части известняков в западных районах Ордовикского плато наличие кремнистых стилолитоподобных желваков конической формы (длиной 3—5 см) и «сульфидного прослоя», представляющего собой скопления мелких кристаллов серного колчедана в виде неправильной черной каймы мощностью 0,1—0,15 м.

Монотонность разреза итферских слоев хорошо выдерживается по всему Ордовикскому плато. В более восточных районах (районы городов Волхова и Чудово) наблюдается лишь неравномерная, но в общем повышенная глинистость известняков и увеличение доломитизации (прослой доломитов достигают мощности 20 см). В Чудовском районе отмечается, кроме того, наличие буровато-коричневых, иногда черных битуминозных глинистых пленок и пропластков, пропитанных битумом.

Типичные для итферских слоев известняки состоят на 50—80% из скрытокристаллического кальцита, слагающего мелкие обломки скелетов организмов и основную цементирующую массу. Бурое глинистое вещество, составляющее 5—20%, более или менее равномерно рассеяно по всей породе или образует линзовидные скопления. В известняках содержится: SiO_2 16—20%, Al_2O_3 4,5—6%, Fe_2O_3 1,5—2,5%, CaO 29—30%, MgO 5—9%; п. п. п. 29—34%. Результаты микроскопического и химического анализов указывают на значительную однородность толщи известняков и по разрезу, и по площади.

Доломиты встречаются в виде маломощных прослоев по всему разрезу, особенно в восточных районах. Минимальная их мощность составляет обычно 0,5—1,0 м, наибольшая 4,0 м. Доломиты глинистые, часто известковистые, тонкозернистые, серого цвета с фиолетовыми пятнами, с массивной, реже пятнистой текстурой вследствие неравномерной глинистости. В доломитах обычно содержится: SiO_2 3—15%, Al_2O_3 2—4%, Fe_2O_3 1,5—2%, CaO 25—30%, MgO 14—17%; п. п. п. 35—40%.

Химический состав доломитов итферских слоев весьма сходен с кукурскими доломитами. Следует отметить, что как в доломитах, так и в известняках встречаются скопления мелкокристаллического или порошкообразного пирита, покрывающего плоскости напластования. Однако содержание его здесь значительно ниже, чем в кукурском горизонте. Встречаются кристаллы и прожилки кальцита. В единичных разрезах (район Волхова — Кириши) были вскрыты мелкие гнезда розового гипса.

Разрез итферских слоев, вскрытых в скважинах Порховской, Валдайской, Крестецкой (скв. 2р), Пестовской близок к разрезу этих отложений района восточной части Ордовикского плато (район городов Волхова, Чудово, ст. Мга). В основном это глинистые известняки и известковистые мергели с невыдержанными прослоями органогенных известняков. В средней части разреза Порховской скважины залегает прослой (3 см), обогащенный кукурситом.

Остатки фауны в итферских слоях встречаются значительно реже, чем в кукурских. Здесь в основном распространены брахиоподы, из которых наиболее характерными являются *Cyrtionotella concava* (Eichw.), *Platystrophia dentata lata* Al., *Pl. chama* Eichw., *Vellamo praeemarginata* Al., *Clitambonites schmidti epigonus* Op., *Cl. squamatus*

(Pahl.), *Bilobia musca* (Öp.), *Opikina anijana anijana* Öp., *Pseudocrania planissima depressoides* Huene и остатки трилобитов: *Asaphus lepidus itferensis* Schm., *Chasmops odini itferensis* Schm., *Illaenus sphaericus* Halm. Очень часто в глинистых известняках встречаются колонии мшанок, из которых определены *Dyplotrypa petropolitana macrospora* Møds. и др.; присутствуют представители рода *Echinospaerites*.

В пределах Московской синеклизы (Валдай, Крестцы) в итферских слоях наряду с типичными для них формами встречаются характерные для жукерского горизонта: *Platystrophia lynx lynx* Eichw., *Dalmanella navis* Öp., *Clitambonites schmidtii schmidtii* Pahl, *Kullervo panderi* Öp., *Opikina dorsata dorsata* Wank. и др.

Шундоровские слои ($O_2\delta n$) соответствуют губковым слоям S_4 Б. П. Асаткина (1931), который на основании присутствия многочисленных губок выделил эти отложения в самостоятельный стратиграфический горизонт. Не нарушая схемы Ф. Б. Шмидта, он обозначил их индексом S_4 , а позднее Т. Н. Алихова (1953) присвоила этим слоям название шундоровских по имени д. Шундорово Ленинградской области, где они были впервые изучены.

Распространяются шундоровские слои почти всюду, за исключением северной половины Ордовикского плато. Они протягиваются узкой полосой севернее ст. Волосово, а также между реками Мгой и Волховым. К югу они скрываются под более молодыми отложениями ордовика и на отдельных участках залегают под породами среднего или верхнего девона (восточнее р. Волхова).

Шундоровские слои вскрываются в искусственных выработках на западе Ордовикского плато (у деревень Шундорово, Парицы, Большое Жабино, Каськово, Голубовицы, Местаново). На всей остальной территории они пройдены довольно многочисленными скважинами.

Шундоровские слои по составу отложений и структуре пород весьма сходны с подстилающими их итферскими слоями и перекрывающими отложениями иевского надгоризонта. Поэтому выделение их возможно только по фауне.

В той части разреза ордовика Эстонской ССР, которая соответствует шундоровским слоям, при проведении их верхней границы за маркирующий признак принимается прослой метабентонита (Рыму-сок, 1961).

Мощность шундоровских слоев на западе Ордовикского плато, а также в скважинах д. Померанье, Порховской и Валдайской составляет 14—17 м; в восточном, а местами в южном направлении она возрастает до 18—20 м (скважины в городах Кириши, Чудово, Сольцы и Волхов), а еще юго-восточнее до 22—25 м (скважины в д. Черская, г. Будогощь, д. Крапивно, совхоз Красный Ударник, д. Зеленщина). Наибольшая мощность — 29,4 м была зафиксирована в Пестовской скважине.

Шундоровские слои на западе, в области выхода их на поверхность, представлены весьма неоднородной по составу и структуре толщей известняков, в разной степени доломитизированных, реже доломитов, местами переполненных спикулами корневых пучков губок. Чаще встречаются сильноглинистые, мергелеподобные доломитизированные известняки, переходящие в толстоплитчатые доломиты темно-зеленовато-серые с красновато-фиолетовыми распылчатыми пятнами и полосами. Другая разновидность пород шундоровских слоев представлена скрытокристаллическими (мелоподобными), участками органогенно-обломочными, глинистыми доломитами или доломитизированными известняками. Окраска их белая, иногда с кирпично-красными пятнами и разводами. Залегают

они в виде прослоев и линз мощностью 0,5—1 м, часто сильно выщелоченных, что придает всей толще своеобразную пятнистость. Третья разновидность известняков — это неравномерно-кристаллические, чаще тонкокристаллические, почти сливные, слабоглинистые, серые с буроватым оттенком, толстоплитчатой текстуры.

В районе нижнего течения р. Волхова (города Волхов — Кириши) они сложены глинистыми доломитами, иногда переходящими в доломитовый мергель и реже глинистыми доломитизированными известняками с небольшими примазками кукерситов. Прослой известняков, мощностью до 3 м, приурочены обычно к нижней половине разреза, где они переслаиваются с мергелями и доломитами. В районе г. Будогощи шундоровские слои в нижней части сложены пачкой переслаивания глинистых доломитов, известняков (0,7—3 м) и мергелей, а сверху глинистыми, тонкозернистыми, массивными доломитами (мощность 7 м).

В Чудовском районе (скважины в деревнях Померанье, Бабино) разрез состоит преимущественно из доломитизированных известняков и слабоглинистых доломитов.

В юго-западных районах (д. Корытно, г. Сольцы), а также в Порховской и Валдайской скважинах шундоровские слои сложены тонко- и микрокристаллическими, в разной степени глинистыми известняками, массивными, крепкими, зеленовато-серыми, в верхней части (в разрезе Порховской скважины — в нижней) с пропластками кукерсита, мощностью от 3—5 до 10 см.

В толще известняков и доломитов присутствуют, хотя и редкие, но все же более часто встречающиеся, чем в итферских слоях, прослой мощностью 0,1—0,8 м и примазки кукерсита. Последние чаще всего приурочены к верхней половине разреза (район городов Волхова, Чудово и ст. Малая Вишера).

В западных районах шундоровские известняки отличаются наличием кремнистых стяжений размером от 2—3 до 8—10 см в диаметре. Они имеют округлую форму и иногда внутри заключают губки. Стяжения приурочены обычно к мелоподобным глинистым разностям известняка, в которых встречаются стилолитоподобные известковистые образования. Нередко в тонкокристаллических разностях известняка содержатся рассеянные кристаллы и друзы кальцита. Значительно реже встречаются кристаллы пирита и марказита.

В разрезах некоторых скважин (в Чудовском и других районах) известняки и доломиты на отдельных интервалах мелкопористые и кавернозные. Каверны заполнены кристаллами кальцита и доломита.

В известняках, сложенных микро- и тонкозернистым кальцитом, содержится неравномерно распределенный тонкозернистый доломит, иногда развивающийся по кальциту. Структура известняка тонкозернистая, детритусовая и пелитоморфная. Примесь пелитового материала местами достигает 60% и придает породе темно-зеленую или буроватую окраску. В отдельных шлифах органический детрит достигает 25—30%. Встречаются рассеянные кристаллы пирита, в единичных зернах присутствует кварц и халцедон.

В известняках (район деревень Шундорово, Каськово и др.) содержится: SiO_2 8—10%, Al_2O_3 1,5—3%, Fe_2O_3 0,6—1%, CaO 30—46%, MgO 2,5—14%; п. п. п. 33,4—39,9%.

Микроскопическое и химическое изучение кукерситов шундоровских слоев показало, что их состав и структура идентичны кукерситам вышележащих горизонтов ордовика.

Для доломитов восточных разрезов (района городов Волхова, Чудова, Будогощи) характерно высокое содержание глинистого вещества (10—18%). В небольших количествах (3—8%) присутствуют мелкие

зерна слабо окатанных обломков кварца. Встречаются остатки гелефицированных водорослей (до 20%), а также мелкие выделения рудного минерала (скважина Померанье).

Фаунистические остатки в шундоровских слоях довольно обильны. Из брахиопод характерны *Opikina dorsata assatkini* Al., *Porambonites baueri* Naetl. Кроме того, встречены *Platystrophia lynx lynx* Eichw., *Clitambonites schmidti epigonus* Op., *Bilobia musca* Op., *Schisotreta elliptica* Kut., *Pseudocrania depressa* Eichw., *Diplotrypa bicornis* (Eichw.). В западной части Ордовикского плато особенно многочисленны губки (район Шундорово — Каськово), среди которых распространены *Carpospongia globosa* (Eichw.), *Aulocopium aurantium* Osw., *Caryospongia juglans* (Quenst) Rauff, *C. diadema* (Kl.) Rauff., *Hindia sphaeroidalis* Dupc, а также редкие *Pyritonema subulare* (Roem). Последние характерны для более южных районов Ленинградской области.

Иевский надгоризонт

На территории Ленинградской области и Эстонии в ордовике Ф. Б. Шмидтом (1879) был выделен иевский ярус, позднее (1881) подразделенный им же на две части: нижние иевские слои (D_1) и верхние иевские (кегельские) слои (D_2). В 1960 г. Т. Н. Алихова предложила для нижних иевских слоев название «хревицкие» по р. Хревице Ленинградской области. За верхнеиевскими слоями было оставлено прежнее название Ф. Б. Шмидта — кегельские слои по г. Кегель (ныне г. Кейла) Эстонской ССР.

Б. П. Асаткин (1937), а затем Т. Н. Алихова (1953) отмечали, что более или менее отчетливое (по фауне) разделение иевского яруса на слои (или горизонты) возможно только в полосе выхода его на поверхность, а именно, в западной части Ленинградской области и в Эстонской ССР. На всей же остальной территории, как показало изучение в последние годы огромного количества разрезов скважин, пробуренных в Волосовском, Сланцевском, Кингисеппском, Мгинском, Волховском, Чудовском, Маловишерском и других районах, выделение в качестве самостоятельных хревицкого и кегельского горизонтов весьма затруднительно, так как обнаруженные в этих отложениях комплексы фауны общие для обоих горизонтов. Единственным местом, где была найдена фауна, типичная для хревицкого горизонта, является разрез Пестовской скважины.

Предпринимались также попытки расчленения иевского надгоризонта и по литологическим признакам. Однако только на ограниченной площади — на западе Ленинградской области в Волосовском районе, от д. Волосово до оз. Сабо, как отмечали Б. П. Асаткин (1948), Т. Н. Алихова (1958, 1960), В. А. Селиванова (1960 г.), А. И. Шмаенок (1965 г.) нижняя часть, представленная известняками, предположительно может быть отнесена к хревицкому горизонту, а верхняя, сложенная доломитами, — к кегельскому. На остальной площади распространения этих отложений, как к западу от оз. Сабо до границы с Эстонией, так и к востоку (вплоть до р. Сяси), а также и в более южных районах литологические различия в толще иевских известняков отсутствуют.

Иевский надгоризонт вскрывается под четвертичными отложениями в южной половине Ордовикского плато, слагая довольно широкую полосу, протягивающуюся от меридиана 29° на западе до р. Волхова на востоке. Южнее Ордовикского плато надгоризонт погружается под отложения верхнего ордовика, а в местах отсутствия последнего — под среднедевонские породы.

Естественные обнажения иевского надгоризонта довольно редки. Они известны только на реках Хревице, Плюссе (у д. Малые Поля), Долгой (в районе д. Загорье). Верхняя часть надгоризонта (кегельские слои) вскрывается на глубину 5—20 м многими карьерами в западной части Ордовикского плато. На остальной территории эти отложения пройдены огромным числом скважин.

Мощность иевского надгоризонта непостоянна, что связано с различной интенсивностью его размыва. Наибольшая мощность 50—57 м установлена в Волховском, Киришском, Чудовском, Будогощинском, Пестовском районах. В Валдайской и Порховской скважинах мощность 33,85 и 36,7 м. В районе городов Сланцы, Нарва, Сольцы она изменяется от 8,9 до 20 м.

Иевский надгоризонт, как сказано выше, делится на хревицкий и кегельский горизонты только в Волосовском районе.

Хревицкий горизонт (O_2hr) сложен известняками, в той или иной степени доломитизированными, тонкозернистыми, от глинистых до сильноглинистых, местами органогенно-обломочными (с содержанием до 50% детрита), тонко- и толстоплитчатыми, зеленовато-серыми с характерными красновато-фиолетовыми пятнами. В них спорадически встречаются тонкие линзовидные прослойки и примазки кукерсита мощностью 1—5 см (редко до 10—15 см). Местами встречаются известняково-кремнистые образования округло-вытянутой конической формы (от 1 до 5 см в диаметре, 2—5 см длиной). В небольших количествах (5—7%) присутствует кварц. Глинистые разности известняков характеризуются содержанием SiO_2 10,72%, Al_2O_3 1,47%, Fe_2O_3 1,6%, CaO 39%, MgO 6%; п. п. п. 37%. В центральной части Волосовского района (скважина Медниково) нижняя часть разреза сложена доломитами.

В известняках хревицкого горизонта были встречены *Clinambon anomalus* Schl., *Porambonites schmidtii* Noelt, *Sowerbyella trivialis* R ǒ m, *Chasmops maxima* Schm., *Platystrophia trapezoidalis* Al., *Pl. lynx lynx* Eichw., *Cyrtotrophia kuckersiana frechi* (Wysog), *Estlandia pyron silicificata* Öp.

Кегельский горизонт (O_2kg) слагает на западе с поверхности почти всю южную часть Ордовикского плато. Он обнажается в целом ряде карьеров вдоль железной дороги у станций Молосковицы, Елизаветино, Волосово, Вруда, Извары. Максимальная мощность (неполная) 23—29 м (район Волосово), минимальная 11—13 м (у деревень Медниково, Никольское).

Слагающие его доломиты довольно однородны, мелко- и тонкозернистые, с прослоями органогенно-детритусовых (ракушечники), местами сахаровидной структуры, алевритистые, редко в той или иной степени глинистые. Окраска их светло-желтовато-серая, бледно-серая, иногда с серым, зеленоватым и фиолетовым оттенком, изредка с бледно-розовыми, охристо-желтыми, сиреневыми и малиново-красными пятнами. В основной своей массе доломит плотный, очень крепкий, но наряду с этим встречаются прослои с рыхлыми разностями.

Существенной особенностью доломитов кегельского горизонта является высокая алевритистость. Содержание зерен кварца достигает 15—20%. В некоторых разностях до 20% составляет глинистое вещество и 40—60% органический детрит. По содержанию MgO (17—22%) они относятся к чистым доломитам.

Кегельские доломиты по сравнению с хревицкими известняками значительно беднее органическими остатками. При этом фауна распределена неравномерно, а местами она почти отсутствует или представлена единичными формами. Наряду с этим часто встречаются прослои мощностью 1,0—1,5 м (Борницкий, Молосковицкий карьеры), перепол-

ненные отпечатками створок и ядрами брахиопод: *Strophomena asmusi* (Vern), *Dalmanella kegelensis* Al., *Sowerbyella forumi* Rõõm; здесь же встречены *Clinambon anomalus* (Schl), *Estlandia pyron silicificata* Ор., *Leptaena rugosoides* Mäpn, *Platystrophia lynx attenuata* Al., *Chasmops maxima* Schm, *Chasmops marginata* (Schm).

В северной части Эстонской ССР выше кегельского горизонта выделяется свита оанду, сложенная доломитизированными известняками и мергелями с биогермами. Т. Н. Алихова считает эту свиту состоящей из двух фаций — фации вазалемма (цистоидные известняки), относящейся к кегельскому горизонту, и фации оанду (мергели и карбонатные глины), принадлежащей к низам верхнего ордовика; эти фации на территории Ленинградской области отсутствуют.

На всей остальной площади, как указывалось выше, иевский надгоризонт расчленить до сего времени не удавалось. По данным поискового и структурно-картировочного бурения (в Сланцевском, Тосненском, Киришском, Чудовском и Маловишерском районах), на западе описываемого региона (в Ленинградской и Псковской областях) иевский надгоризонт сложен в основном известняками, в разной степени, но обычно сильно доломитизированными, слабоглинистыми, с прослоями доломитов; в верхней части разреза нередко преобладают доломиты, напоминающие кегельские доломиты из карьеров Волосовского района.

В восточных районах в разрезе иевского надгоризонта преобладают доломиты, которые в районе деревень Бабино, Померанье, Крапивно, г. Кириши слагают его целиком. Нередко они сильноглинистые, тонкозернистые, зеленовато-серые, иногда буровато-серые, местами мергелеподобные, переходящие в мергели.

В известняках тонко- и мелкозернистых, обычно сильно доломитизированных, глинистых и органогенно-обломочных, светлой и темно-зеленовато-серой окраски содержатся тонкие прослои мергелей и кукурицитов.

В верхней части надгоризонта доломиты сильноопесчанены, а на отдельных участках (в Чудовском, Волховском, Киришском и других районах) переходят в доломитовые песчаники светло-зеленовато-серые с бледно-желтыми пятнами, плотные, тонкослоистые. Вскрытые в разрезе скважины Опочивалово (южнее г. Чудово) доломитовые песчаники на 30—50% состоят из мелких обломков кварца, сцементированных карбонатно-глинистым или доломитовым цементом (40—70%). Наряду с алевроитистыми доломитами встречаются белые, на отдельных интервалах сильнобитуминозные доломиты с глинисто-углистыми примазками и включениями органического вещества (район г. Чудово). Они довольно однородны и, как показали химические анализы, содержат высокий процент CaO (37—40%) и MgO (19—20) и низкий — кремнезема и глинозема (SiO_2 4—6, Al_2O_3 0,8—2). По химическому составу они часто занимают промежуточное положение между чистыми доломитами и доломитовыми мергелями (глинистое вещество при этом составляет от 8—15 до 25%). В верхней части иевского надгоризонта местами наблюдается значительная загипсованность доломита (в разрезе скважины восточнее г. Кириши был встречен прослой гипса мощностью 10 см).

Для иевского надгоризонта восточных районов характерной особенностью является присутствие прослоев горючих сланцев, которые в районе г. Чудово представляют промышленный интерес (Чудово-Бабинское месторождение). Здесь горючие сланцы залегают на глубине около 100 м (от 88 до 135 м) и приурочены главным образом к средней и нижней частям надгоризонта. По данным поисковых и разведочных

работ в Чудовском районе (Шахова, Захарченко, 1940, 1941 гг.), на участке, прилегающем к шоссе Москва — Ленинград между д. Трубников Бор и пос. Торфяное, распространяется промышленная пачка горючих сланцев, состоящая из двух прослоев: «верхнего» и «среднего», разделенных известняками. Общая мощность промышленной пачки 1,32—2,8 м. Кроме того, на расстоянии 2,8—4,2 м ниже подошвы этой пачки залегает третий («нижний») слой сланца мощностью 0,1—0,45 м. «Средний слой» представлен тонкослоистым коричневым сланцем с редкими включениями известняка. Мощность слоя 0,35—1,07 м. В кровле среднего слоя залегает известняк доломитизированный, мощностью 0,62—1,53 м (преобладает 0,8—0,85 м). «Верхний слой» буровато-коричневый, обогащенный детритом. Мощность 0,1—0,44 м (преобладает 0,14—0,17 м).

Промышленная пачка выклинивается к западу от г. Чудово — между д. Померанье и с. Любанью, на востоке между г. Чудово и р. Волховом. В южном направлении прослой горючих сланцев прослеживаются вплоть до д. Опочивалово (12 км к югу от г. Чудово), а возможно, и южнее. В районах, прилегающих к Чудово-Бабинскому месторождению, встречаются лишь редкие, тонкие пропластки и пленки кукерсита.

По химическому составу и генезису горючие сланцы иевского надгоризонта Чудово-Бабинского месторождения аналогичны вышеописанным сланцам кукерского горизонта Ленинградского и Эстонского месторождений. Они также на 50—60% сложены остатками водорослей, около 20—30% содержат органического и 10—15% глинистого вещества. Исследования Е. С. Корженевской показали, что как иевские, так и кукерские горючие сланцы относятся к одному и тому же типу сапропелитов с повышенным содержанием углерода. Отличаются иевские горючие сланцы только более мелкими размерами водорослей и их худшей сохранностью по сравнению с кукерситами западных районов.

В породах иевского надгоризонта в восточных районах Ордовикского плато фаунистические остатки встречаются довольно часто. Однако сохранность их неудовлетворительна — они сильно выщелочены, перекристаллизованы и пиритизированы. Кроме уже упомянутых ранее форм, характерных для хревицкого и кегельского горизонтов, встречены характерные трилобиты: *Pseudobasilicus kegelensis* (Schm.), *Asaphus nieszekowski kegelensis* Schm., *Conolichas aequilobus* (Stein) и наутилоиды *Leurocycloceras kegelensis* Val. и др.

В пределах Московской синеклизы иевский надгоризонт вскрыт Валдайской и Пестовской скважинами.

В разрезе первой присутствует лишь нижняя часть надгоризонта — хревицкий горизонт мощностью 36,7 м (верхи размыты в доживетское время). В Пестовской скважине, выделенной Т. Н. Алиховой (1960), хревицкий горизонт имеет мощность 41 м. Отложения, слагающие здесь этот горизонт, представлены глинистыми, местами доломитизированными известняками, реже доломитами (верхние 6 м в разрезе Валдайской скважины) серого и зеленовато-серого цвета. В нижней половине горизонта в Валдайской скважине наблюдаются пропластки желто-бурого кукерсита мощностью от 3—5 до 10 см. Фауна встречается в значительном количестве, но она большей частью характерна для иевского надгоризонта в целом.

Кегельский горизонт, вскрытый только в Пестовской скважине, представлен доломитизированными известняками и глинистыми, переходящими в мергели, серого и темно-серого цвета с зеленоватыми пятнами. Встречаются прослой темно-серых доломитов мощностью 0,5—1,5 м. Мощность горизонта 37,2 м (глубина 980—942,8). Фауна редкая,

были встречены лишь две характерные формы: *Basilicus cf. kegelensis* Sch m. и *Kjerulfina asmusi* (V e r n.).

Разрез ордовика в Пестовской скважине заканчивается толщей неустановленного возраста, которую, по мнению Т. Н. Алиховой, можно отнести к верхнему ордовика.

Верхний отдел

Верхний отдел ордовикской системы охватывает плюсский надгоризонт и ашгиллский ярус. Отложения эти распространены ограниченно. Они установлены на западе рассматриваемой территории — в Сланцевском, Гдовском, Псковском, а также в более восточных частях — в Чудовском и Киришском районах (бассейн р. Волхова). Мощность верхнеордовикских отложений колеблется от 3 м (в районе г. Кириши) до 50—75 м в районах г. Чудово (скважина Опочивалово) и г. Пскова (Черская скважина).

Кроме того, возможно, верхнеордовикский возраст имеет толща серых и темно-серых доломитов, местами сильноглинистых, с прослоями известняков, мощностью 18,8 м (глубина 924,0—942,8 м), венчающая разрез ордовикских отложений в Пестовской скважине (см. рис. 18 и 23). Это тем более вероятно, что в восточных районах Ленинградской и Новгородской областей отложения верхнего ордовика уже достоверно установлены.

Плюсский надгоризонт

Название надгоризонта было предложено в 1960 г. Т. Н. Алиховой по р. Плюссе, где имеются обнажения везенбергского и набальского горизонтов. В состав надгоризонта входит также вормсский горизонт. Плюсский надгоризонт соответствует верхнему карадоку.

Везенбергский горизонт (O_3ws) соответствует везенбергским слоям Е схемы Ф. Б. Шмидта.

Наименование горизонта происходит от бывшего г. Везенберг (ныне г. Раквере Эстонской ССР). В Эстонской схеме ордовика ему отвечают свита раквере и верхняя часть свиты оанду.

Везенбергский горизонт распространен главным образом на юго-западе Ленинградской и северо-западе Псковской областей.

В 1936 г. при обработке керна Чудовской скважины Б. П. Асаткиным было высказано предположение о наличии отложений верхнего ордовика и в восточной части Ордовикского плато. Однако достоверные данные (фауна) в то время отсутствовали. Лишь в 1960 г. В. А. Селивановой (1963 г.) в керне скважины д. Опочивалово (в 12 км южнее г. Чудово) в доломитах, залегающих на породах иевского надгоризонта, были найдены *Sowerbyella sladensis* J a n. и *Rafinesquina inaequiclina* A l., формы, характерные для везенбергского горизонта (определение Т. Н. Алиховой). Позднее аналогичные доломиты были вскрыты в скважинах на соседних территориях к северу (в районе г. Кириши) и востоку (район г. Будогощи). Они также отнесены к везенбергскому горизонту верхнего ордовика.

При этом следует заметить, что отделение везенбергского горизонта от вышележащего набальского далеко не всегда удается даже и в западных районах Ленинградской области, где разрез изучен значительно лучше. Объясняется это большим однообразием пород горизонтов и недостаточностью сборов фаунистических остатков. Не меньшие затруднения встречаются при проведении в восточных районах нижней границы отдела, где везенбергский горизонт и подстилающий его иевский

надгоризонт представлены близкими по составу доломитами, палеонтологически слабо охарактеризованными.

В западных районах Ленинградской области граница между верхним и средним отделами ордовика обычно проводится по подошве светлых сливных известняков. Мощность везенбергского горизонта в западных районах (по р. Плюссе у д. Большие Поля) 14—16 м, в скважине Черской 13,85 м, в районе г. Чудово мощность вместе с набальским горизонтом составляет 46,45 м (скважина Опочивалово). Несколько севернее г. Кириши горизонт полностью выклинивается.

Везенбергский горизонт обнажается в береговых склонах нижнего течения рек Плюссы, Долгой, а также в карьерах у г. Сланцы. Непосредственно под четвертичными отложениями он прослеживается в виде узкой полосы (1,5—8 км) между реками Нарвой и Лугой у впадения в нее р. Сабы. Здесь же протягивается скрытый под девонскими отложениями так называемый «везенбергский уступ», образовавшийся вследствие глубокой додевонской эрозии. В районе г. Сланцы везенбергские отложения перекрываются набальским горизонтом верхнего ордовика и вышележащим средним девоном. В восточных районах, у г. Кириши и в бассейне р. Волхова (по рекам Пчевже, Чагоде, в низовьях Тигоды), горизонт залегает под четвертичными отложениями. Южнее он, очевидно, перекрывается набальским горизонтом и распространяется примерно до широты д. Тютицы (в 30 км севернее г. Новгорода). По палеонтологическим данным, везенбергский горизонт установлен только в обнажениях по р. Плюссе, в районе г. Сланцы, в скважине Черской, в Лужском районе (скважины в деревнях Жглино и Березицы), а в последнее время в Чудовском районе (скважина в д. Опочивалово). В остальных местах он выделяется на основании сходства пород, положения в разрезе и отчасти по остракодам (скважины, пройденные на Лопатовской структуре, западнее г. Пскова, в городах Кириши и Будогощи и др.).

Везенбергский горизонт в Сланцевском районе представлен светлосерыми (почти белыми) плотными, микрокристаллическими, почти сливными известняками (местами доломитизированными) и доломитами. Для тех и других характерен раковистый излом и тонкие прослойки (до 1—3 см) и примазки яркой зеленовато-серой глины. Характерны прожилки, жеоды и крупные кристаллы кальцита, нередко пиритизированные пленки. Доломиты часто выщелоченные, мелкозернистые и кавернозные.

Иной состав имеют отложения везенбергского горизонта в восточных районах его распространения. В Чудовском, Киришском районах он сложен довольно однообразной толщей доломитов; известняки почти полностью отсутствуют. От нижележащих кегельских доломитов они отличаются скрытокристаллической структурой и полураковистым изломом.

Значительно реже присутствуют тонкокристаллические, сахаровидные доломиты; встречаются прослойки глинистых известняков. Окраска доломитов обычно светлая, почти белая с розоватым и зеленоватым оттенком, реже светло-серая или желто-серая и пятнистая с бледно-фиолетовыми, розовыми и голубовато-серыми или охристо-желтыми пятнами. Доломиты обычно очень твердые, монолитного сложения, реже присутствуют сильно выщелоченные разрушенные и пористые их разновидности.

Наиболее полный, фаунистически охарактеризованный разрез верхнеордовикских отложений восточных районов вскрыт в скважине д. Опочивалово (описан В. А. Селивановой, 1963 г.):

- D_2nr . Глина битуминозная и известняк алевритистый.
- O_3ws . 113,95—114,45 м. Доломит тонкозернистый, белый с бледно-розовыми пятнами, толстолистчатый, очень плотный с кавернами, выполненными кристаллами кальцитов.
- O_3ws . 114,45—117,50 м. Известняк скрытокристаллический (афанитовый), светло-серый с желтоватым оттенком, сливной, с прожилками кальцита. Определены *Sowerbyella sladensis* Jap., *Rafinesquina* cf. *inaequiclina* Al.
- O_3ws . 117,50—125,10 м. Доломит тонкозернистый, глинистый, белый с розоватым оттенком, крепкий, местами полосчатый, кавернозный.
- O_3ws . 125,10—128,30 м. Доломит тонкозернистый, полосчатый (чередование прослоев зеленовато-белого и бело-розового), с гладкими поверхностями напластования.
- O_3ws . 128,30—140,40 м. Доломит слабопесчанистый, слабоглинистый, тонко- и мелкозернистый, светло-серый с бело-розовыми пятнами, сахаровидный, сильнокавернозный (кern сильно разрушен).
- O_3ws . 140,40—145,10 м. Доломит тонкозернистый, темно-бурый с синеватым оттенком, с мелкими червеобразными светло-серыми пятнами, пористый, кавернозный, с *Platystrophia* sp. ind., *Sowerbyella* sp. ind.
- O_3ws . 145,10—148,80 м. Доломит сахаровидный, тонкозернистый, буровато-серый, местами с синевато-серыми пятнами, монолитный, с ровным изломом, крепкий, на глубине 147,30—147,95 м с черными битуминозными пленками.
- O_3ws . 148,80—150,85 м. Доломит глинистый, тонкогоризонтально- и волнисто-слоистый; на светло-сером фоне выступают нитевидные розовато-сиреневые полосы с ровным изломом, с гладкими поверхностями напластования.
- O_3ws . 150,85—154,80 м. Мергель доломитовый, пятнистый, с охристо-желтыми, красновато-коричневыми и фиолетовыми пятнами.
- O_3ws . 154,80—159,30 м. Доломит тонкозернистый, светло-серый, с прожилками ярко-желтой глины, крепкий, монолитный, на отдельных интервалах мелкопористый и сильнокавернозный.
- O_3ws . 159,30—160,40 м. Доломит сахаровидный, с бугристыми поверхностями напластования, покрытыми буровато-черной битуминозной глинистой пленкой, конгломератовидной текстуры.
- O_2hr+kg . Доломит песчанистый с *Dalmanella kegelensis* и *Strophomena asmusi* Vern.

В разрезах скважин Померанье, Кириши встречаются прослой глинистых доломитов, сильно обогащенные битумом, окрашивающим породу в бурый цвет, местами с органическими пленками и пропалтсками.

Как показали микроскопические исследования, доломиты имеют кристаллическую структуру и на 90% сложены мелкими ромбоэдрами с редкими зернами кальцита и незначительной примесью глинистого вещества (11—3%).

Характерным для доломитов везенбергского горизонта является почти полное отсутствие микроскопических органических остатков, которые обычно переполняют доломиты среднего ордовика, а также почти полное отсутствие зерен кварца. Только в нижней части горизонта в разрезах скважин на реках Чагоде и Кусинке (западнее г. Кириши) прослеживаются тонкие прослой (8—10 см) разнородного кварцевого песчаника и плотного конгломерата (Соколова, 1965 г.).

Фауна в отложениях описываемого горизонта встречена в небольшом количестве. Наиболее типичными являются *Chasmops wesenbergensis* Schm., *Dalmanella wesenbergensis* W y s o g., *Vellamo wesenbergensis* P a h l, *Rafinesquina subaequiclina* Al., *Raf. inaequiclina* Al., *Platystrophia lynx ovalis* Al., *Sowerbyella sladensis* J o n. Кроме того, были найдены характерные остракоды: *Vilia vesendis* N e s k. и *Eoleperditia* ex gr. *fabulites* (Сопгад).

Набальский горизонт (O_3nb) соответствует нижней части ликгольских слоев схемы Ф. Б. Шмидта, горизонту сауныя F_{1a} схемы А. Эпика (1937), а также набальскому горизонту (F_{1a}) Р. М. Мянниля (1958).

Распространение горизонта ограничивается только самой западной окраиной Ленинградской области (район городов Сланцы —

Псков — Остров). Восточнее г. Пскова он отсутствует, по-видимому, вследствие размыва.

Б. П. Асаткин (1931) к слоям схемы Ф. Б. Шмидта (ликгольмским и боркгольмским слоям) предположительно относил пачку известняков и доломитов мощностью 25 м, залегающих в районе Гдовского месторождения горючих сланцев, выше отложений везенбергского горизонта. В районе г. Чудова эти отложения, видимо, составляют верхнюю часть 50-метровой толщи верхнеордовикских доломитов.

Набальский горизонт обнажается только в береговых обрывах р. Плюссы. Несколько южнее и восточнее он вскрыт разведочными скважинами под наровскими мергелями среднего девона.

Набальский горизонт в обнажениях на р. Плюссе сложен известняками и доломитами микрокристаллическими, сливными, с прослоями глинистых. Окраска их почти белого цвета с розоватым и желтоватым оттенком, иногда с буровато-лиловыми и красновато-коричневыми пятнами. Характерен для них такой же, как и для везенбергских пород, раковистый излом, пропластки голубовато-серой и пестрой глины и пиритизированные пленки.

В разрезе Черской скважины толща мощностью 27,35 м, условно отнесенная к набальскому горизонту, а возможно, включающая частично и вормский горизонт, сложена органогенными, микрозернистыми, глинистыми известняками серого и зеленовато-серого цвета. Набальский горизонт в пределах рассматриваемого района еще недостаточно изучен как в литологическом, так и в фаунистическом отношении. Объясняется это весьма ограниченным его распространением и единичным числом вскрытых скважинами разрезов.

Широкое развитие набальский горизонт имеет на соседней территории Эстонской ССР, где Р. М. Мянниль (1958, 1966) расчленил его на паэкнаский (*Faα*) и сауньяский (*Faβ*) подгоризонты. Первый представлен известняками мергелистыми, детритовыми, переслаивающимися с афанитовыми, мощностью до 14 м; сауньяский подгоризонт сложен доломитизированными скрытокристаллическими известняками, светло-серыми, с синеватыми и красновато-фиолетовыми разводами, мощностью 22 м.

Мощность набальского горизонта не установлена в связи с неясными его границами. В Сланцевском районе общая мощность нерасчлененной толщи, включающей набальский и, возможно, часть вормского горизонта, составляет 20—32,3 м (неполная). В Черской скважине мощность этой толщи 27,35 м (446,9—474,25 м).

Фауной горизонт беден. Здесь были встречены *Vellamo verneuili* Eichw., *Pseudolingula quadrata* Eichw., *Treplecta* cf. *insularis* Eichw., *Chasmops* cf. *eichwaldi* Schm., *Illaenus roemeri* Volb. и др.

Вормский горизонт (*O₃wr?*) соответствует средней части ликгольмских слоев *F_{1b}* схемы Ф. Б. Шмидта (1881, 1898). Выделен в качестве самостоятельного стратиграфического горизонта в Северной Прибалтике В. Яануссоном (1944). Назван он по о. Вормси Эстонской ССР.

На описываемой территории вормский горизонт с достоверностью не был установлен. Однако присутствие его можно предполагать на том основании, что в разрезах Черской, Локновской, а в последнее время и Горшихинской скважин (в 30 км восточнее г. Острова) вскрыты более молодые отложения — пиргуского и поркунского горизонтов. К сожалению, в Горшихинской скважине, пройденной до глубины 486 м, вормский горизонт не был достигнут (скважина остановлена в пиргуском горизонте), а в Черской скважине из-за отсутствия характерных фаунистических остатков этот горизонт не выделен (здесь он

объединен с нижележащим набальским). Эта толща представлена известняками доломитизированными, светло-серыми с прослоем красновато-коричневого.

В Эстонской ССР вормский горизонт сложен в основном синевато-серыми, тонкослоистыми известняками, с прослоем мергеля мощностью 7—9 м, с обильной фауной.

Ашгиллский ярус

В состав ашгиллского яруса входит пиргуский и условно поркунский горизонты.

Пиргуский горизонт (O_3pr) соответствует верхней части ликгольмских слоев F_1b схемы Ф. Б. Шмидта (1881, 1898). Горизонт был введен в стратиграфическую схему В. Яануссоном (1944). Название его происходит от пос. Пиргу Эстонской ССР. В пределах описываемой территории пиргуский горизонт изучен очень слабо, так как был встречен только в двух местах на западе Псковской области — в разрезах Черской и Горшихинской скважин. Наличие горизонта было установлено на основании находок характерной для него *Plectatrypa sulevi* Jaan. Мощность горизонта в разрезе Черской скважины 33,9 м (глубина залегания 413—446,9 м). В Горшихинской скважине, где он перекрывается поркунским горизонтом, неполная его мощность 11,3 м (подстилающих отложений скважина не достигла). Представлен горизонт глинистыми микрокристаллическими доломитами и доломитизированными известняками зеленовато-серого цвета, в Черской скважине в нижней части с охристыми пятнами и прослоями окремнелых доломитов.

Кроме указанной выше характерной для пиргуского горизонта формы, были встречены также плохой сохранности обломки наутилоидей, трилобитов, мшанок, кораллов, криноидей.

На территории Эстонской ССР пиргуский горизонт представлен синевато-серыми и коричневатосерыми детритовыми известняками с прослоями мергеля мощностью 25—35 м (Мянниль, 1966).

Поркунский горизонт ($O_3?p$) соответствует боркгольмским слоям F_2 схемы Ф. Б. Шмидта. Ввиду переходного характера фауны различные исследователи относили данный горизонт то к ордовику, то к силуру. На основании присутствия в нем силурийских представителей кораллов, трилобитов и мшанок большинство исследователей (Орик, 1934, 1952; Соколов, 1951; Алихова, 1953, 1960; Рыбусокс, 1956; Обут, 1958) относили его к силуру. В то же время наличие представителей ордовикских форм или переходящих из ордовика в силур позволяют рассматривать этот горизонт вслед за Ф. Б. Шмидтом (1858, 1881) в составе ордовика (Рыбусокс, 1960; Мянниль, 1966). На Всесоюзном стратиграфическом совещании по верхнему докембрию и палеозою Русской платформы (1965) было принято решение условно относить поркунский горизонт к ордовикской системе.

Отложения эти установлены в Горшихинской скважине на глубине 475,0 м, где была встречена *Ilmarina* sp., близкая *Il. ponderosa* Ор., последняя, по заключению Т. Н. Алиховой, до сих пор была известна лишь в низах поркунского горизонта. Здесь к нему условно отнесена карбонатная толща, залегающая с глубины 475,3 м (где была обнаружена указанная форма) до подошвы перекрывающих ее среднедевонских пород. Мощность толщи 28,5 м. Сложена она доломитизированными известняками и известковистыми доломитами скрытокристаллическими (афанитовыми), глинистыми, серыми и желтовато-серыми, с тонкими прослойками известковистой глины. Характерной особенностью горизонта является встречающаяся стилолитовая текстура с хорошо выра-

женными «стилолитовыми швами», к которым обычно приурочены кристаллы гипса и пиритизированные пленки.

На территории Эстонской ССР поркунский горизонт делится на три литологические пачки: нижнюю, сложенную мергелистыми известняками, среднюю — песчаниками и верхнюю — известняками и доломитами. Однако такой разрез не везде выдерживается, и местами песчаная пачка отсутствует. Общая мощность горизонта варьирует от 4 до 11 м. Принимая во внимание такие небольшие мощности горизонта, можно предположить, что толща, вскрытая Горшихинской скважиной, мощностью 28,5 м, включает, кроме того, и более молодые силурийские отложения, граница с которыми, как известно, весьма нечеткая, без следов размыва.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения, относящиеся к среднему и верхнему отделам девонской системы, распространены на рассматриваемой территории почти повсеместно. Они отсутствуют только в северной и северо-западной частях Ленинградской области. Залегая на большей части площади своего распространения, под четвертичными отложениями, они образуют так называемое Главное девонское поле, которое охватывает всю Псковскую и большую часть Новгородской и Ленинградской областей. В восточной и юго-восточной частях региона (в пределах Валдайской возвышенности) девонские отложения скрываются под каменноугольными породами. Залегают они большей частью на ордовикских отложениях, в южной части Псковской и на северо-востоке Ленинградской области — на кембрийских породах, а в бассейне Свири, восточнее и севернее г. Подпорожья — на верхнепротерозойских образованиях.

Естественные обнажения девонских отложений многочисленны. Наиболее значительные наблюдаются по рекам Великой, Шелони, Луге, Мсте, Ловати, Керести, Сяси, Ояти, Свири и их притокам, а также по юго-западному побережью оз. Ильмень (рис. 26). Девонские породы вскрыты также многочисленными буровыми скважинами, распределенными относительно равномерно по всей территории.

В пределах рассматриваемого региона отложения девонской системы представлены разнообразными песчано-глинистыми и карбонатными осадочными образованиями морского, прибрежно-морского, лагунного и континентального происхождения. Преобладают прибрежно-морские песчано-глинистые и глинисто-карбонатные осадки. Для большинства из них характерно наличие многочисленных остатков ископаемых организмов, общее количество видов которых достигает 850. Многие из этих ископаемых имеют руководящее значение, что позволяет произвести детальное стратиграфическое расчленение разреза до горизонтов, подгоризонтов и слоев на большей части территории, частично также корреляцию их с разрезами смежных регионов (благодаря присутствию характерных представителей биостратиграфических зон *Ladogia meendorffii* и *Cyrtospirifer tenticulum*). Однако на ряде участков девонские отложения не содержат или почти лишены руководящих органических остатков. В этих случаях стратиграфическое расчленение и корреляция основывается на результатах минералогических, химико-спектральных и математических методов изучения немых толщ, а также на анализе цикличности отложений.

Изучение девонских отложений на рассматриваемой территории было начато в первой половине 19-го столетия. Сначала их ошибочно относили к силуру, перми и мезозою. Девонский возраст этих образований установлен Л. Бухом, Э. Эйхвальдом и Г. Гельмерсеном в 1840—1841 гг.

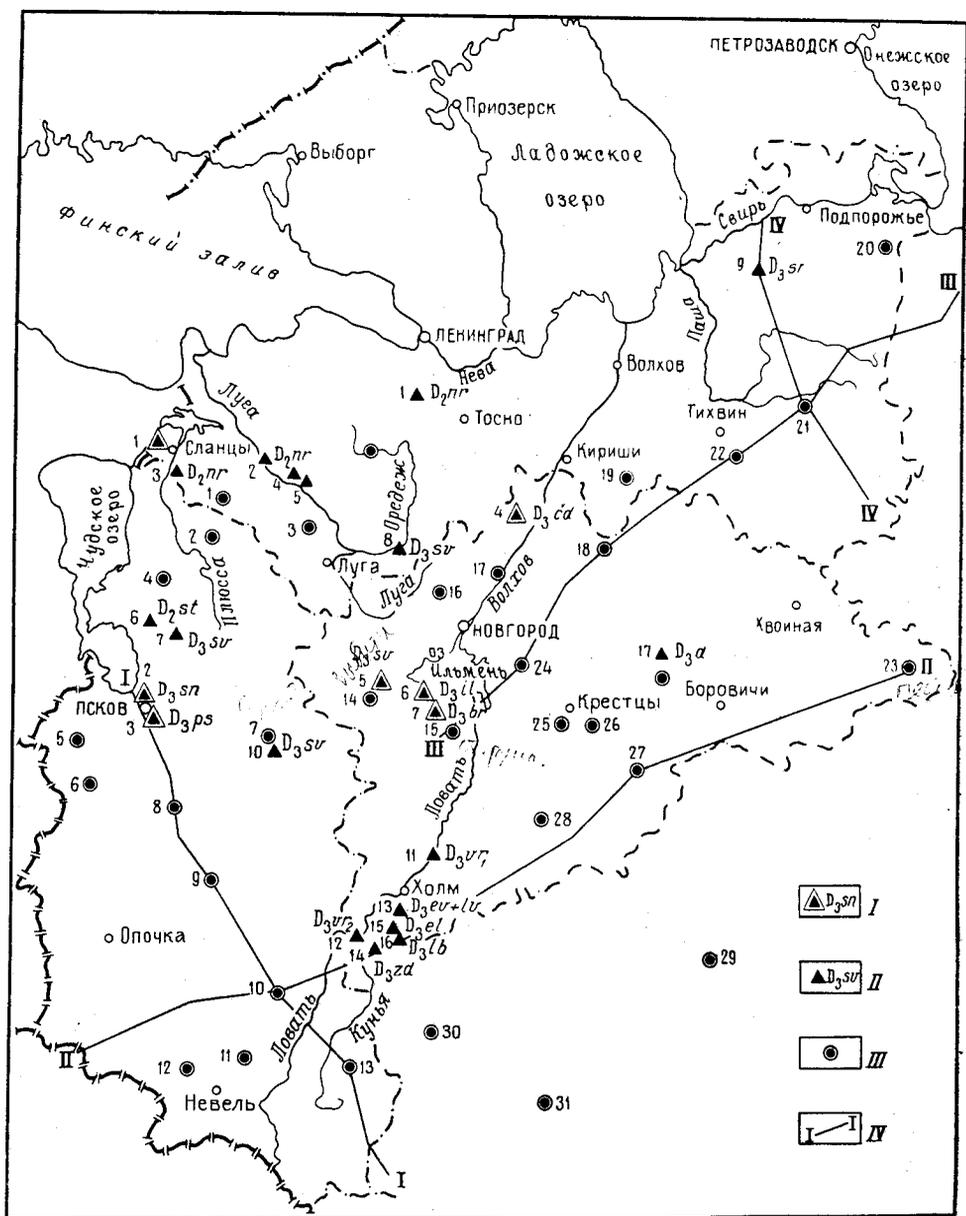


Рис. 26. Схематическая карта расположения основных скважин и обнажений, вскрывших девонские отложения. Э. Ю. Саммет (1969 г.)

I — обнажения стратигипических разрезов и их геологический индекс: 1 — реки Нарова и Боровая, 2 — Снятная Гора, 3 — р. Великая у г. Пскова, 4 — р. Кереть в г. Чудово, 5 — р. Колошка у д. Свинорд, 6 — юго-западное побережье оз. Ильмень, 7 — р. Псыжа у с. Бурегя; II — опорные обнажения и их геологический индекс: 1 — р. Славянка у г. Павловска, 2 — р. Саба, 3 — р. Руя, 4 — р. Лемовжа, 5 — рч. Хотнежа, 6 — р. Еглина, 7 — р. Люта, 8 — р. Оредеж у с. Ям-Тесово, 9 — р. Оять у д. Вачукинцы, 10 — р. Шелонь у г. Порхова, 11 — р. Ловать ниже г. Холма, 12 — р. Ловать близ устья р. Большая Смота, 13 — р. Кунья близ устья, 14 — р. Кунья у д. Чимаево, 15 — р. Большой Тудер близ устья, 16 — р. Мал. Тудер у д. Былово, 17 — р. Лынная; III — основные скважины и их порядковый номер: 1 — Столбово, 2 — Детково, 3 — Пустынь, 4 — Корытно, 5 — Локновская опорная, 6 — Краснодудовская структурная, 7 — Порховская опорная, 8 — Горшихино, 9 — Большая Пожня, 10 — Прискуха, 11 — Кошелево, 12 — Невельская опорная, 13 — Кунья, 14 — Выбити, 15 — Старорусская опорная, 16 — Заполье, 17 — Красный Ударник, 18 — Зеленица, 19 — Крапивно, 20 — Гонгинская структурная, 21 — Палуа, 22 — Дымы, 23 — Пестовская опорная, 24 — Первомайская, 25 — Крестецкая опорная (1-р), 26 — Сидельниково, 27 — Валдайская опорная, 28 — Бобково, 29 — Кувшиновская структурная, 30 — Торопецкая структурная, 31 — Нелидовская структурная; IV — линии геологических разрезов, показанные на рис. 29, 31, 32, 33

Первое стратиграфическое расчленение системы произведено Х. Пандером (Пфейфер, Пандер, 1843), выделившим по литологическим признакам три яруса: нижний и верхний песчаниковые и средний — известняковый. Уточнение схемы Х. Пандера было сделано К. Гревингом (Grewingk, 1861), который ввел понятия «фация р. Великой» и «фация р. Западной Двины». Под «фацией р. Великой» он подразумевал средний ярус Х. Пандера в западной части описываемой территории, разделенный им на две толщи: нижнюю — известняковую и верхнюю — известняково-мергелистую.

Начало детального палеонтологического изучения девона Русской плиты положили работы П. Н. Венюкова (1884, 1886). Приняв трехчленное строение девонских отложений, он отнес нижние два яруса к среднему девону, а верхний песчаниковый — к верхнему отделу. Средний известняковый ярус с прослоями песчаников и глин П. Н. Венюков расчленил по фаунистическим остаткам на четыре горизонта.

Некоторые уточнения и дополнения в схему П. Н. Венюкова внесены Ф. Н. Чернышевым (1886, 1887), А. Н. Миклухо-Маклаем (1897) и Н. М. Васильевским (1912).

Г. Беккером (Bekker, 1924) дана первая детальная стратиграфическая схема Изборского района Псковской области, правильно отражающая стратиграфическую последовательность слоев. И. В. Даниловский (1931) выделил в бассейне р. Ловати, по аналогии с разрезами девонских отложений Центрального девонского поля, воронежские, евлановские и елецкие слои, соответствующие бывшему верхнему песчаниковому ярусу П. Н. Венюкова.

Основы современной стратиграфии девонских отложений рассматриваемой территории разработаны Р. Ф. Геккером и Д. В. Обручевым. С группой сотрудников они провели в течение 1929—1931 гг. систематическое изучение разрезов по всем рекам от р. Ояти на северо-востоке до р. Великой на западе с последующей монографической обработкой палеонтологического материала. Результаты исследований и основные выводы авторов изложены в четырех очерках «Отложения Главного девонского поля», два из которых опубликованы (Геккер, Филиппова, Бархатова, 1932; Геккер, Обручев, Филиппова, 1935), а также в ряде статей (Брунс, 1940; Геккер, 1934, 1935а, б; 1945г, 1960; Обручев, 1933 и др.) и в монографии «Фауна Главного девонского поля» (1941), составленной большим коллективом палеонтологов под редакцией Р. Ф. Геккера. На основании изучения остатков ихтиофауны Д. В. Обручев (1933) выделил в нижнем песчаниковом ярусе перновские, наровские, лужские, оредежские и подснетогорские слои и провел границу между средним и верхним девоном по подошве подснетогорских слоев. Р. Ф. Геккер и Д. В. Обручев расчленили (1930) известняковый ярус П. Н. Венюкова на снетогорские, псковские, чудовские, шелонские, свибордские, ильменские и бургские слои. В верхнем песчаниковом ярусе Р. Ф. Геккер выделил три серии карбонатных пород — смотинско-ловатскую, чимаевскую и биловскую, разделенные песчано-глинистыми отложениями. На основании сопоставления отдельных разрезов Р. Ф. Геккер (1933) составил сводный геологический профиль в направлении с юго-запада на северо-восток и геологическую карту девонских отложений.

В 1934 г. Б. П. Асаткин и Л. А. Черейский разделили наровские слои на четыре литологические пачки (снизу вверх): сабскую, руйскую, лемовжскую и хотнежскую, выдерживающиеся на значительной части территории Главного девонского поля. Л. Б. Рухин (1946, 1948) на основании детального изучения литологии и цикличности осадков лужско-ореджево-подснетогорской песчаниковой толщи в бассейне Луги и Оредежи установил в средней части разреза оредежских слоев пере-

Сопоставление стратиграфических схем девонских отло

Единая стратиграфическая шкала				Унифицированная субрегиональная стратиграфическая схема			Схема Р. Ф. Геккера и Д. В. Обручева (1932—1933 гг.)				
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зона	Горизонт	Подгоризонт и слои					
Девонская	Верхний	Фаменский	Верхний	Clymenia laevigata	Данковский		Верхняя пестроцветная толща				
				Prolobites, Liorhynchus ursus	Лебедянский						
			Нижний	Cheiloceras, Liorhynchus polonicus, Cyrtospirifer archiaci	Елецкий						
					Задонский						
		Франский	Верхний		Crickites expectatus и группа Theodossia anosofoi	Ливенский и евлановский		Верхнево-ронежский	Смотинско-ловатская серия		
						Воронежский				Нижнево-ронежский	
								Manticoceras intumescens Cyrtospirifer tenticulum			Бурегский
						Нижний				Gephyroceras uchtense Cyrtospirifer disjunctus Timanites acutus Ladogia meendorffii Hypothyridina calva	Семидукский
				Свинордские	Свинордские слои						
				Саргаевский	Чудовские						

Таблица 7

жений Главного и Центрального девонских полей

Главное девонское поле, восточная половина		Латвийская ССР. По П. П. Ляпиньшу (1960—1963 гг.)	Центральное девонское поле. По М. Ф. Филипповой (1958), С. В. Тихомирову (1967), А. И. Ляшенко (1962), В. Г. Махлаеву (1964) и др.	
Унифицированная схема стратиграфии (1951 г.)	Схема Э. Ю. Саммета (1967 г.)			
Надбиловские слои (включая озерско-хованские)	Льянская свита	Кликоляйская свита Жагарская свита Светеская свита Мурская свита	Кудеяровская толща Тургеневская толща Орловско-сабуровская толща Киселево-никольская толща Мценская толща	
Биловские слои	Биловская свита	Акменская свита	Лебедянская свита	
Надчимаевские слои	Тудерская толща	Курсаская свита	Елецкая свита	
Чимаевские слои	Чимаевская свита	Ионишская свита	Задонская свита	
Надсмотинско-ловатские слои	Куньинская свита	Амурская и круойская свиты	Ливенская свита	
Смотинско-ловатские слои	Смотинско-ловатская свита	Бауская свита	Евлановская свита	
Снежные и надснежные слои	Приловатская толща терригенных пестроцветных пород (2 ритма)	Огрская свита	Воронежская свита	Верхневоронежская подсвита
	Снежная толща терригенных пестроцветных пород (2 ритма)			Нижневоронежская подсвита
			Петинская свита	
Бурегские слои	Бурегский горизонт	Верхнедаугавская подсвита	Семилукская свита	Мендымская толща
Ильменские слои	Ильменские слои	Среднедаугавская подсвита		Рудкинская толща
Свинордские слои Верхнешелонские слои	Свинордские слои	Нижнедаугавская подсвита		
Нижнешелонские слои	(Дубниковская толща)	Саласпилская свита	Верхнешигровская свита	

Единая стратиграфическая шкала				Унифицированная субрегиональная стратиграфическая схема			Схема Р. Ф. Геккера и Д. В. Обручева (1932—1933 гг.)	
Система	Отдел	Ярус	Польярус	Зона	Горизонт	Подгоризонт и слои		
Девонская	Верхний	Франский	Нижний	Gephyroceras uchtense Cyrtospirifer disjunctus Timanites acutus Ladogia meendorffii Hypothyridina calva	Саргаевский	Чудовские	Чудовские	
						Псковские	Псковские слои	
						Снеготорские	Снеготорские слои	
					Koenenites nalivkini, Cyrtospirifer murchisonianus	Швентойский	Аматские	Подснеготорские слои
							Гауйские	Оредежские слои
	Средний	Живетский	Верхний	Agoniatites, Stringocephalus burtini	Старооскольский	Буртнексские	Лужские слои	
								Арукюльские
						Наровский	Наровские слои	
					Пярнуский		Перновские слои	

рыв в отложениях, по которому предложил провести границу между средним и верхним девонем. Правильность этой точки зрения была подтверждена Д. В. Обручевым (1951) на основании изучения остатков рыб и анализа материалов В. Гросса (Gross, 1942, 1950).

Н. М. Музыченко (1947, 1948 гг., 1953), изучавшая верхнюю пестроцветную толщу девона, выделила между бурежскими и смотинско-ловатскими слоями снежские и надснежские слои, а вышележащие песчано-глинистые отложения, залегающие между карбонатными пачками, назвала соответственно надсмотинско-ловатскими, надчимаевскими и надбилловскими слоями.

В 1951 г. принята первая унифицированная схема стратиграфии девонских отложений Северо-Запада Русской платформы. В основу этой схемы положена схема Р. Ф. Геккера и Д. В. Обручева с дополнениями Н. М. Музыченко (см. табл. 6). Нерешенным окончательно остался вопрос о границе между средним и верхним девонем, девонем и карбоном, франским и фаменским ярусами.

Существенную поправку в стратиграфию верхнедевонских отложений рассматриваемой территории внес Б. П. Марковский (1952). На основании анализа видового состава брахиопод он доказал идентичность брахиопод нижней части шелонских слоев с чудовскими брахиоподами, а из верхней части — со свинордскими. Таким образом, шелон-

Продолжение табл. 7

Главное девонское поле, восточная половина				Латвийская ССР. По Г. П. Лиепиньшу (1960—1963 гг.)		Центральное девонское поле. По М. Ф. Филипповой (1958), С. В. Тихомирову (1967), А. И. Ляшенко (1962), В. Г. Махлаеву (1964) и др.			
Унифицированная схема стратиграфии (1951 г.)	Схема Э. Ю. Саммета (1967 г.)								
Чудовские слои	Чудовские слои	Плявиньская свита	Верхнеплявиньская подсвита	Верхнецигровская свита					
Псковские слои	Псковские слои				Среднеплявиньская подсвита				
Снеогогорские слои	Снеогогорские слои					Нижнеплявиньская подсвита			
Подснеогогорские слои	Швентойский горизонт	Аматские слои	Швентойская свита	Аматская толща	Нижнецигровская свита		Верхнекыновская толща	Нижнекыновская толща	Пчелийская толща
		Гауйские слои		Гауйская толща					
Тартуские слои (лужские слои)	Тартуская свита	Тартуская свита	Буртнекская толща	Староскольская свита	Муллинские слои	Ардатовские слои	Воробьевские слои		
			Арукольская толща						
Наровские слои	Наровский горизонт	Наровский горизонт	Наровский горизонт	Черноярская свита		Мосоловская свита		Морсовская свита	
Пярнуские слои	Пярнуский горизонт	Пярнуский горизонт	Пярнуский горизонт	Ряжская свита					

ские слои схемы Р. Ф. Геккера утратили самостоятельное стратиграфическое значение.

По мере накопления огромного фактического материала в результате средне- и крупномасштабного планомерного геологического картирования, сопровождаемого бурением, выявлялась слабая обоснованность границ ряда стратиграфических подразделений унифицированной схемы 1951 г., особенно в верхнефранском подъярусе и в фаменском ярусе.

В 1962 г. Всесоюзным совещанием по стратиграфии палеозоя и верхнего докембрия Русской платформы была выработана и принята Унифицированная схема стратиграфии девонских отложений Русской платформы. Отличия этой схемы от схемы 1951 г. видны по таблице (табл. 7). Корреляция разрезов девонских отложений отдельных районов описываемой территории с подразделениями унифицированной схемы сделана Б. П. Марковским и В. А. Селивановой главным образом по материалам исследований послевоенных лет геологов Северо-Западного территориального геологического управления.

А. Н. Александрова (1945, 1947, 1948 гг.) подтвердила правильность стратиграфической схемы Р. Ф. Геккера для расчленения разрезов верхнедевонских отложений района нижнего течения р. Великой и ее притока — р. Кудеб. На основе этой схемы она дала более ирбное деление псковских, чудовских, шелонских, свинордских и дильменских

слоев на ряд пачек, выдержанных по простиранию. Совместно с Е. А. Петровой А. Н. Александрова составила геологическую карту для восточной половины рассматриваемой территории. В 1948—1950 гг. В. А. Селиванова при геологическом картировании верхнедевонских отложений в центральной части Псковской области (от Пскова до Невеля) установила постепенное возрастание доломитизации глинисто-карбонатной толщи франского яруса в южном направлении и расчленила разрез девона при отсутствии руководящих окаменелостей преимущественно по литологическим данным. В дальнейшем В. А. Селивановой были детально изучены разрезы среднедевонских отложений Гатчинского района Ленинградской области (1959, 1960, 1963, 1964 гг.), зоны перехода морских карбонатных верхнедевонских отложений в прибрежно-морские и континентальные в бассейне Волхова (1963 г., 1966 г.), а также установлен размыв верхней части чудовских слоев северо-восточнее оз. Ильмень. Этим же автором составлены литолого-палеогеографические карты восточной половины Главного девонского поля (1965 г.), являющиеся составной частью Атласа литолого-палеогеографических карт для территории СССР и сопредельных стран (1969), и проведено обобщение результатов ряда исследований по девонским отложениям рассматриваемой территории (1967, 1968).

В результате работ В. С. Кофмана и Т. В. Александровой по району оз. Ильмень и северной части Карбонового уступа (1957, 1959, 1963, 1964 гг.; Кофман, 1963, 1966), М. Е. Вигдорчика (1961, 1962 гг.) по Крестецкому, Г. Г. Николаевой по Валдайскому (1961 г.), Е. Д. Остромецкой и И. В. Котлуковой (1960, 1963 г., 1964 г., 1966) по Боровичскому районам были получены новые данные о вещественном составе, условиях залегания и палеонтологической характеристике верхнедевонских отложений указанных частей региона. Распространение фаунистически охарактеризованных слоев нижнефранских отложений в бассейне верхнего течения Свири и Ояти установлено А. М. Оганесовой (1965, 1968 гг.). Э. Ю. Саммет, изучавший разрез верхнего девона в Тихвинском районе (1958, 1963 гг.) и среднего девона — на юго-западе Ленинградской области (1960—1963, 1965 гг.), установил развитие в однородных песчано-глинистых отложениях маломощных, регионально выдержанных карбонатных прослоев, имеющих характер маркирующих.

Ряд новых данных по литологии и распространению девонских отложений имеется также в работах Е. И. Хавина (1958 г.), О. Н. Элькин (1948 г.), А. И. Шмаенка (1963, 1967 гг.), Т. Н. Соколовой (1965 г.), З. М. Мокриенко и К. П. Хинейко (1966, 1968 гг.), В. Н. Делюсина (1966 г.), Ю. И. Гречко и И. И. Элер (1964 г.), В. А. Филипповой (1965 г.) и др.

Специальное изучение стратиграфии верхнедевонских отложений по всей территории Главного девонского поля в последние годы проведено Э. Ю. Самметом (1967 г.). Применение комплексного метода исследования позволило расчленить весь разрез на 17 ритмостратиграфических единиц, имеющих большей частью палеонтологическую характеристику. Были уточнены границы между средним и верхним девоном, объемы и распространение стратиграфических аналогов подразделений унифицированной схемы и разработана методика расчленения и корреляции немых толщ прибрежно-морских осадков. Попытка автора привлечь для уточнения стратиграфии определенные спорово-пыльцевые комплексы не увенчалась успехом ввиду крайней скудности видового состава и исключительно плохой сохранности встреченных немногочисленных спор и пыльцы. Поэтому ниже при характеристике стратиграфических подразделений девона микрофлористические данные, как правило, не приводятся.

Несмотря на длительный период изучения и большое количество разнообразных исследований, геологическая изученность девонских отложений для окончательного решения многих неясных или спорных вопросов их стратиграфии по-прежнему недостаточна.

По обоснованности и детальности расчленения, степени фациальной изменчивости осадков и полноте изучения рассматриваемую территорию можно подразделить на ряд районов:

1) юго-запад Ленинградской и север Псковской области — разрез среднего девона изучен наиболее детально, с обоснованным выделением в пределах горизонтов слоев и пачек (скважины Сиверская, 3-Столбово, 4-Детково, 2-Корытно и др.);

2) центральная часть Псковской области (бассейн р. Великой, среднее и верхнее течение Шелони) — разрез франских отложений наиболее детально изучен и фаунистически обоснован (скважины 4-Горшихино, 15-Большая Пожня, Порховская, Локновская и др.);

3) юг Псковской области (южнее линии Опочка — Локня) — карбонатные породы нацело доломитизированы и органические остатки перекристаллизованы (скважины Невельская, 1-Кунья, 34-Кошелево и др.);

4) запад Новгородской области (западнее рек Волхова, Ловати и оз. Ильмень) — разрез франских отложений преимущественно глинисто-карбонатный, богато охарактеризован фаунистически (скважины Старорусская, 1-Заполье, 12-Выбити, 186-Красный Ударник и др.);

5) юго-восток Новгородской области (к югу от линии Новгород — Пестово) — франские отложения удовлетворительно охарактеризованы палеонтологически, фаменские — весьма скудно (скважины Крестецкая, Валдайская, Пестовская, 1-Седельниково, 9-Бобково, 149-Камока, 5-Первомайское и др.);

6) юго-восток Ленинградской области (бассейн р. Сяси и среднее течение Волхова) — сильная фациальная изменчивость разреза по простиранию и по вертикали. Замещение карбонатных осадков песчано-глинистыми с резким обеднением фаунистического состава. Корреляция разрезов производится без достаточного палеонтологического обоснования (скважины 4-Палуя, 14-Зеленщина, 221-Крапивно, 5836-Дыми и др.);

7) северо-восток Ленинградской области (бассейн Свири и Ояти) — почти полное отсутствие в разрезе карбонатных пород, органические остатки весьма редки и представлены почти исключительно ихтиофауной. Стратиграфическое расчленение основывается главным образом на литолого-минералогических данных (скважина Гонгинская и др.).

Характеристика девонских отложений дается по этим выделенным районам в соответствии с Унифицированной стратиграфической схемой, изданной в 1965 г. Местонахождение стратотипических и характерных разрезов, а также сводных литолого-стратиграфических профилей показано на рис. 26. Геологические разрезы указанных выше основных скважин приведены на рис. 29, а сводные профили — на рис. 31, 32, 33.

Органические остатки определялись большим коллективом палеонтологов: брахиоподы — Д. В. Наливкиным, Б. П. Марковским, А. И. Ляшенко, А. К. Крыловой, М. А. Ржонсницкой, Б. Г. Пирятинским и др., пелециподы — Б. В. Наливкиным, гастроподы — Д. В. Наливкиным, остракоды — В. С. Заспеловой, Л. Н. Егоровой, Г. И. Егоровым и др., листоногие ракообразные — Е. М. Люткевичем, рыбы — Д. В. Обручевым, О. И. Обручевой, Э. Ю. Марк-Курик, А. П. Быстровым и др., споры и пыльца — С. Н. Наумовой, Г. О. Кедо, Е. К. Вандерфлит и др.

Данные о минералогическом составе отложений приведены по исследованиям В. Т. Белоусовой, Н. М. Музыченко, Г. А. Юдиной и др.

Средний отдел

Живетский ярус

Средний отдел представлен терригенными и карбонатными отложениями живетского яруса. Они распространены на большей части рассматриваемой территории и отсутствуют только на севере и востоке Ленинградской области. Наибольшая мощность отложений известна в южных районах Псковской области (в районе Невеля и Великих Лук), где она достигает 330 м. В северном и северо-восточном направлениях мощность уменьшается до 20—30 м (на северной окраине Псковской области) и до 10—20 м в бассейне среднего течения Волхова.

Живетские отложения залегают на ордовике, а в самой южной части региона, где он отсутствует, на нижнем кембрии. В составе яруса здесь выделяются пярнуский, наровский и старооскольский горизонты. Следует отметить, что некоторые исследователи (С. В. Тихомиров, В. Д. Обручев, Р. М. Пистрак и др.) в последнее время относят пярнуский и наровский горизонты к эйфельскому ярусу.

Пярнуский горизонт (D_2pr). Отложения этого горизонта впервые были изучены К. К. Орвику (Orviku, 1930) в Эстонской ССР в обнажениях по рекам Пярну и Навести (притоку р. Пярну), где он выделил аулакофикусовый, или ториский, песчаник (нижний) и трохилисковый, или таммеский, песчаник (верхний). Д. В. Обручев (1933) дал этим отложениям название «перновские слои», которые в дальнейшем были переименованы в пярнуские (Унифицированная схема 1951 г.).

Пярнуский горизонт выделяется по песчаному составу слагающих его пород и встреченной в них ихтиофауне *Schizosteus heterolepis* (P r e o b r.), *Psammolepis toriensis* M a r k - K u r i k, *Byssacanthus crenulatus* A g., по комплексу спор и псилофитовой флоре. Кроме того, для него характерно абсолютное преобладание граната в составе тяжелых минералов алевритовой фракции. Границы горизонта литологически четкие и проводятся: нижняя — по кровле кембрийских глин или ордовикских карбонатных пород, а верхняя — в основании вышележащей мергельно-доломитовой толщи наровского горизонта¹.

На описываемой площади отложения пярнуского горизонта встречены на отдельных пониженных участках поверхности додевонских пород. В пределах Ленинградской области, в районе ст. Веймарн, они были установлены в 1931—1932 гг. Б. П. Асаткиным, который отнес к ним трохилисковые песчаники, аналогичные известным в разрезах на р. Пярну в Эстонии. Позднее такие же отложения были встречены в разрезах ряда разведочных скважин, пройденных северо-западнее г. Сланцы (А. И. Шмаенок, Э. Ю. Саммет и др., 1960 г.), в районе Невеля и Печоры (Л. Б. Паасикиви, 1958—1961 гг.), в Крестецкой опорной скважине (А. Н. Гейслер и др., 1956 г.), а также в районе верхнего течения Мги восточнее г. Тосно (И. С. Недригайлова, Т. Н. Соколова, 1965 г.). Из-за скудности органических остатков возраст пород, отнесенных к пярнускому горизонту, устанавливается большей частью условно, по характерным литологическим особенностям и положению в разрезе между фаунистически охарактеризованными ордовикскими и наровскими отложениями.

¹ Л. Б. Паасикиви и Э. Ю. Марк-Курик (1960) включают в состав пярнуского горизонта также низы карбонатной толщи наровского горизонта. Однако эта точка зрения не обоснована палеонтологически и не подкреплена убедительным фактическим материалом.

Близ ст. Веймарн лярнуские отложения залегают под наровскими или четвертичными породами на глубине от 3 до 20 м от поверхности. Они приурочены к узким (шириной не более 300 м) доживетским эрозионным долинам, врезанным в среднеордовикские отложения и имеющим общее юго-западное направление в сторону крупной магистральной долины, в которой лярнуские образования уже не встречены. Максимальная мощность их 22 м, обычно же она колеблется в пределах 3—4 м. Представлены они крупно-, реже среднезернистыми, слабо сцементированными, косослоистыми, кварцевыми песчаниками буровато-желтого, желтовато-серого и розовато-коричневого цвета, содержащими многочисленные окатанные трохилиски.

Типичный разрез в шурфе у д. Именицы (севернее ст. Веймарн), по данным Б. П. Асаткина, следующий (снизу вверх):

- | | |
|---|--------|
| 1. Песчаник крупнозернистый, кварцевый, с окатанными трохилисками, буровато-красный | 1,16 м |
| 2. Песчаник крупнозернистый, с хорошо окатанными зернами кварца и многочисленными окатанными трохилисками, буровато-желтый и розоватый | 0,13 „ |
| 3. Песчаник крупнозернистый, кварцевый, с большим количеством окатанных трохилисков в нижней части слоя, красновато-бурый с желтоватым оттенком | 1,77 „ |
| 4. Песчаник крупнозернистый, кварцевый, желтовато-серый с буроватым оттенком, с редкими тонкими прослойками мелкозернистого песчаника | 3,55 „ |

Выше появляются мергели, типичные для наровского горизонта. В основании разреза лярнуского горизонта нередко залегает маломощный (менее 0,20 м) слой пестроокрашенной глины с трохилисками.

Несмотря на отсутствие характерной ихтиофауны, по условиям залегания, литологии и наличию трохилисков приведенный разрез хорошо сопоставляется с верхней частью лярнуского горизонта — таммеским (трохилисковым) песчаником Эстонии. По данным Б. П. Асаткина (1934), под нижними буровато-красными песчаниками местами были вскрыты белые кварцевые пески мощностью до 1 м, аналогичные пескам из нижней части лярнуского горизонта на территории Эстонской ССР (торские песчаники).

По-видимому, к лярнускому горизонту можно отнести также светло- и желтовато-серые разнозернистые пески и песчаники мощностью до 20 м, не содержащие органических остатков, но залегающие под наровскими мергелями и доломитами в северо-западной части Ленинградского месторождения горючих сланцев (юго-восточнее д. Криуши и др.). Они приурочены к доживетской эрозионной ложбине широтного направления, протягивающейся вдоль южного берега Нарвского водохранилища (Шмаенок, Саммет, 1960 г.). В верхнем течении р. Мги, восточнее д. Шапки отложения, относимые к лярнускому горизонту, также залегают в крупной (площадью около 500 км²) и глубокой (до 50 м) впадине в ордовикских породах (Недригайлова, Соколова и др., 1965 г.). Мощность их от 0,2 до 23,9 м. Они перекрываются большей частью наровскими, реже четвертичными отложениями. В обнажении в долине р. Мги вскрываются мелкозернистые алевритистые светло-серые, почти белые пески и песчаники с неясной волнисто-горизонтальной слоистостью. Песчаники крепко сцементированы известковым цементом, содержат прослойки розовато-фиолетовых глин. В разрезах буровых скважин (у деревень Рябово, Рамцы и Костово, скважины 321, 383, 410 и др.) песчаники обычно слабо сцементированы, включают многочисленные линзочки и примазки фиолетово-серых известковистых алевритов.

По минеральному составу пески и песчаники в основном кварцевые (71—98%), с зернами полевых шпатов (до 19%). В сцементированных породах содержание карбонатов достигает 50%. В составе тяжелых ми-

нералов алевритовой фракции наряду с рудными минералами (20—52%) гранат (до 12%), циркон (до 20%), турмалин (до 25%), эпидот, роговая обманка и др. Органические остатки в породах не обнаружены.

В Печорском районе Псковской области (скв. 62-Печоры, 1-Паниковичи и др.) отложения пярнуского горизонта имеют мощность до 28 м и представлены преимущественно светло-серыми кварцевыми песчаниками с прослоями (мощностью 0,02—1,50 м) и линзами коричнево-серых или пестрых карбонатных глин каолинито-гидрослюдистого состава. Песчаники, как правило, переполнены неопределимыми остатками харовых водорослей. В основании разреза обычно наблюдается примесь гравийно-галечного материала кварца и карбонатных пород. В составе аксессуарных минералов песчаников преобладает гранат (до 52%).

Несколько южнее, близ пос. Палкино (скв. 5-Краснодудово) пярнуский горизонт, мощностью 23 м, представлен белыми тонковолнисто-слоистыми кварцевыми песчаниками с известковым цементом, переполненными трохилисками. Песчаники включают прослой серых, зеленых и коричневых глин, мергелей и известняков. В глинах встречаются хорошей сохранности *Estheria membranacea* P a c h t. Характерно также преобладание граната в составе тяжелых минералов алевритовой фракции.

Судя по отсутствию пярнуских отложений в разрезах скважин Черская, 4-Горшихино и др., расположенных к северу и к востоку от г. Острова, северная граница распространения горизонта на территории Псковской области проходит примерно по р. Великой до г. Опочки и далее на юго-восток в сторону г. Торопца. По-видимому, сплошное развитие горизонт имеет на юге Псковской и западе Калининской областей (скважины Невельская, Торопецкая, Нелидовская и Кувшиновская (рис. 27 *).

В разрезе Невельской опорной скважины (описание Паасикиви, Кастрюлиной, 1954 г.) по палеонтологическим данным и литологии к пярнускому горизонту Э. Ю. Саммет относит толщу терригенных пород мощностью 32 м, залегающих под наровскими мергелями в интервале 487—519 м:

- 487,0—489,0 м. Песчаник кварцевый, светло-серый, неравномернозернистый, содержащий включения мергелей и глин.
- 489,0—490,5 м. Алеврит песчаный, голубовато-серый, тонкослоистый с желваками розовато-бурого гипса диаметром до 2 см.
- 490,5—494,0 м. Песчаник кварцевый, голубовато-светло-серый.
- 494,0—499,0 м. Алеврит песчаный, слюдястый, голубовато-светло-серый, тонкослоистый, местами сцементирован гипсом.
- 499,0—502,0 м. Песчаник кварцевый, светло-серый, крепкий, огипсованный, с включением глинистых галек диаметром до 1 см. Содержит остатки ихтиофауны *Schizosteus* cf. *heterolepis* (Преобр.), *Porolepis* sp.
- 502,0—503,5 м. Глина алевритистая, слюдястая, пятнисто-зеленовато-серая.
- 503,5—504,0 м. Алевролит глинистый, слюдястый, светло-зеленый.
- 504,0—506,0 м. Песчаник мелко- и среднезернистый, кварцевый, слюдястый, светло-серый, огипсованный. Включает галечки зеленого мергеля диаметром до 1 см и неопределимые остатки ихтиофауны.
- 506,0—506,3 м. Глина алевритистая, слюдястая, зеленовато-фиолетовая, мергелевидная.
- 506,3—507,7 м. Алевролит глинистый, слюдястый, зеленовато-светло-серый.
- 507,7—509,0 м. Глина песчано-алеваитистая, слюдястая; коричнево-бурая.
- 509,0—512,0 м. Мергель доломитовый, светло-зеленый, с большой примесью песчаного материала (зерна кварца до 1 мм).
- 512,0—512,5 м. Песчаник мелкозернистый, слабо сцементированный доломитовым цементом, светло-серый с неясными остатками трохилисков.
- 512,5—513,0 м. Алевролит глинистый, зеленовато-серый, переходящий в глину.
- 513,0—514,0 м. Глина песчано-алеваитистая; зеленовато-серая с мелкими железненными обрывками растительных остатков.

- 514,0—515,5 м. Песчаник мелкозернистый, кварцевый, светло-серый, с глинистой галькой и кавернами от выщелачивания гипса. Встречаются *Homacanthus gracilis* Ag., *Pterichtys* sp. и другие остатки ихтиофауны.
- 515,5—516,5 м. Мергель доломитовый, зеленовато-серый, обогащенный зернами кварца.
- 516,5—517,0 м. Песчаник мелко- и среднезернистый, кварцевый, светло-серый, со слабо окатанными обломками мергеля диаметром до 3 см, с неясными остатками трохилисков.
- 517,0—519,0 м. Мергель алевритистый, светло-зеленый.
- Ниже — фиолетово-бурые глины лонтоваской свиты кембрия.

Принадлежность описанной толщи к пярнускому горизонту подтверждается также абсолютным преобладанием коррелятивного минарала — граната.

На северо-западном склоне Московской синеклизы (Крестецкая опорная скважина) к пярнускому горизонту условно отнесена немая толща мощностью 11 м (на глубине 556,0—567,0 м) светло- и голубовато-серых кварцевых неравномернозернистых песчаников с доломитовым и гипсовым цементом, с галькой плотной зеленовато-серой доломитовой глины (А. Н. Гейслер и др., 1955 г.).

Возможно, пярнуские отложения в этом регионе развиты более широко, чем это установлено по разрезам редких глубоких буровых скважин. Об этом свидетельствует широкое распространение отложений пярнуского горизонта на территории Калининской области, где они вскрыты Торопецкой, Нелидовской и Кувшиновской структурными скважинами и представлены толщей разнозернистых светло-серых кварцевых песков, чередующихся с разноцветными глинами и алевролитами, местами глауконитистыми, мощностью 52—60 м. В отложениях найдены споры, характерные для пярнуского горизонта: *Leiotriletes atavus* Naum., *Retusotriletes devonicus* Naum., *R. antiquus* Naum. и др.

Наровский горизонт (*D_{2nr}*). Название дано Д. В. Обручевым (1933) по характерным обнажениям в бассейне среднего и верхнего течения р. Наровы (ныне р. Нарва). Рассматриваемые отложения описаны в обнажениях по р. Нарве К. К. Орвику (Orviku, 1930), как «базальные слои среднего девона», а по долинам Плюссы, Луги и их притоков Б. П. Асаткиным (1931) под названием глинисто-мергелистой свиты девона.

Наровский горизонт развит повсеместно на территории Псковской, Новгородской и юго-западной части Ленинградской областей. Северо-восточная граница его распространения проходит в бассейне рек Тосно и Тигоды до р. Волхова, где горизонт (в районе г. Кириши) выклинивается. Выходы горизонта на поверхность образуют узкую (шириной менее 25 км) полосу, протягивающуюся в субширотном направлении от северо-восточного побережья Чудского озера на западе до р. Волхова (у г. Кириши) на северо-востоке. Известные в литературе обнажения по р. Нарве, ручьям Боровне и Городенке (левым притокам р. Нарвы) в настоящее время почти полностью затоплены водами Нарвского водохранилища. Для изучения доступны лишь обнажения, вскрывающие отдельные части горизонта по рекам Плюссе, Луге и их притокам, изученные еще в 30-х годах Б. П. Асаткиным и Л. А. Черейским (1934).

Мощность горизонта в непосредственной близости от полосы выходов его на поверхность составляет 20—38 м, увеличиваясь в южном направлении. Так, в районе г. Луги она составляет 40—55 м, у г. Солъцы 80—100 м, в Локновской, Порховской, Невельской и Валдайской опорных скважинах 100—125 м. Максимальная мощность, равная 143 м, зафиксирована в разрезе Крестецкой опорной скважины.

Отложения наровского горизонта залегают почти повсеместно на карбонатных породах среднего и верхнего ордовика и только на от-

дельных небольших участках — на пярнуском горизонте. Они перекрываются отложениями старооскольского горизонта и на всей территории своего распространения имеют довольно выдержанный состав пород. Наровский горизонт представлен преимущественно глинисто-мергельно-доломитовыми породами, с редкими прослоями песчаников и алевролитов. В западной части Ленинградской области он был расчленен Б. П. Асаткиным (1934) и Л. А. Черейским (1934) на четыре литологические пачки (снизу вверх): сабскую, руйскую, лемовжскую, и хотнежскую (названия пачек даны по притокам Луги и Плюссы, где имеются характерные разрезы). Указанные пачки можно проследить на значительной части рассматриваемой территории, а также в пределах Прибалтики (Тамме, 1964), что свидетельствует о сходных условиях седиментации в наровское время на Северо-Западе Русской плиты.

По материалам Б. П. Асаткина и Л. А. Черейского (1934) и дополнительных данным, полученным Э. Ю. Самметом при изучении разрезов скважин (Шмаенок, Саммет и др., 1961 г.), ниже приводится краткая характеристика этих литологических пачек наровского горизонта, выделяющихся в бассейне рек Луги и Нарвы.

Сабская пачка, мощностью от 2 до 5 м, начинается обычно светло-серым базальным конгломератом, мощностью до 0,5 м, состоящим из слабо окатанных галек (от 1 до 5 см) ордовикских известняков и доломитов, а также кварца, сцементированных глинисто-известковым материалом. Выше залегают последовательно: крепкий желтовато-серый доломитовый мергель, светло-серый с розовым или желтоватым оттенком доломит и зеленовато-серый, местами с фиолетовым оттенком мергель. Изредка встречается желтовато-серый брекчиевидный мергель мощностью до 0,3 м. Из органических остатков встречены водоросли (в основном скопления трохилисков).

Руйская пачка состоит из перемежающихся серых, сильнотрещиноватых доломитовых, зеленовато- и темно-серых глинистых мергелей с прослоями сливных доломитов и темно-зеленовато-серых известковистых глин. Многочисленные трещины усыхания обычно выполнены кристалликами кальцита. Мощность пачки в районе городов Сланцы и Кингисеппа составляет 5—7 м, увеличиваясь к югу до 15—17 м близ северной границы Псковской области (скв. 4-Детково и др.). В мергелях встречаются филоподы: *Estheria membranacea* (P a c h t.), *E. pogrebovi* Lutk., *E. (Ulughemia) sinuata* Lutk., *E. crassa* Lutk., *E. plicata* Lutk., *Praeaeia quadricarinata* Lutk., *P. quinquecarinata* Lutk., а также неопределимые обрывки спор и водорослей (*Aulacophycus* sp., *Nematophycus* sp. и др.).

Лемовжская пачка на западе Ленинградской области имеет мощность от 3 до 10 м. Она хорошо отделяется от руйской пачки по появлению в разрезе пестроокрашенных мергелей и доломитов с преобладающей коричнево-бурой и фиолетовой окраской. Нередки прослойки кварцевых песчаников или алевролитов с известковым цементом и зеленовато-серых мергелей. Характерно также массовое присутствие раковин *Lingula bicarinata* Kut. и остатков ихтиофауны.

Хотнежская пачка состоит большей частью из зеленовато-серых, реже красновато-коричневых песчаников и алевролитов, наряду с которыми встречаются плотные фиолетовые или буроватые мергели и глины. Нижняя граница пачки определяется по появлению в разрезе выдержанных прослоев песчаников и алевролитов, а верхняя — по кровле песчано-глинистой толщи с преобладанием зеленоватых и голубоватых окрасок. В этой пачке нередки остатки рыб *Byssacanthus dilatatus* (Eich w.), *Devononchus concinnus* (Gross.), *Pterichthys concatenatus* (Eich w.), *Actinolepis tuberculata* Ag., *Glyptolepis quadrata* Eich w.

и др. Верхняя граница ее определяется по появлению разнозернистых песков и песчаников красноватой и коричневой окраски. Мощность пачки на западе Ленинградской области изменяется в сравнительно небольших пределах (4—7 м в бассейне р. Луги), не превышая 15 м.

Восточнее, в бассейне р. Оредежи, мощность наровского горизонта выдерживается в пределах 18—36 м, но выделение перечисленных пачек становится более затруднительным. В Сиверской опорной скважине (Алихова, Викулова и др., 1947 г.) наровский горизонт подразделяется на следующие литологические пачки (снизу вверх):

I. Песчаники светло-серые, косослонистые	4,07 м
II. Известняки микрокристаллические, глинистые, светло-серые с прослоями аргиллитов и мергелей	4,63 „
III. Мергель пестроцветный с остатками ихтиофауны и с <i>Lingula bicarinata</i> Kut.	11,90 „
IV. Алевролиты, чередующиеся с алевроитовыми глинами и аргиллитами	15,97 „

Вероятнее всего, что песчаники относятся к пярнускому горизонту, а сабская и руйская пачки не разделяются из-за низкого выхода керна. Несколько севернее, в районе городов Гатчины и Павловска, верхняя часть разреза размыта. По данным В. А. Селивановой (1959 г.), сводный разрез отложений этого района по обнажениям на р. Славянке следующий (сверху вниз):

1. Известняк слабо доломитизированный, глинистый, серый, с вишнево-красными и охристо-желтыми пятнами, мягкий, тонкоплитчатый, с пропластками глины и отпечатками панцирных рыб	0,70 м
2. Мергель известковый, серый, неравномерноглинистый, тонкоплитчатый	2,10 „
3. Известняк глинисто-алевроитовый, неравномерноплитчатый, от светло- до темно-серого, с прослойками мергеля	1,80 „
4. Глина известковистая, мергелевидная, переходящая в мергель, серая с красноватыми и фиолетовыми пятнами	1,70 „
5. Глина желтовато-серая с зеленоватым оттенком	0,12 „
6. Мергель розовато-желтый, полосчатый, тонкоплитчатый	0,25 „
7. Песчаник охристо-желтый и сиреневато-серый, тонкозернистый, слоистый	0,08 „
8. Известняк конгломератовидный, пестроцветный, с зернами кварца. Встречаются трохилиски	0,04 „

По-видимому, слои 6—8 можно сопоставить с сабской, слои 2—5 с руйской и слой 1 — с низами лемовкской пачки.

Разрезы по р. Славянке характеризуются обилием остатков ихтиофауны. Х. Пандером, Э. Эйхвальдом, Д. В. Обручевым и другими исследователями начиная с середины прошлого столетия отсюда были определены следующие характерные представители: *Asterolepis estonica* Gross., *A. ornata*(?) Ag., *Actinolepis tuberculata* Ag., *Byssacanthus dilatatus* (Eichw.), *Cocosteus orvikui* Gross, *Devononchus concinnus* (Gross.), *Dipterus serratus* (Eichw.), *Glyptolepis quadrata* Eichw., *Haplacanthus marginalis* Ag., *Homacanthus gracilis* (Eichw.), «*Osteolepis*» *fischeri* Eichw., *Pterichtys concatenatus* Eichw., *Schizosteus striatus* Gross, *S. splendens* (Eichw.), *Schizosteus asatkini* Obr.

Далее к востоку и юго-востоку, в верховьях Мги и Тигоды и в районе г. Кириши отложения наровского горизонта выходят под четвертичными образованиями в виде неширокой (2—4 км) полосы извилистых очертаний. Горизонт отличается здесь значительной выдержанностью литологического состава. Максимальная мощность его достигает 26 м, уменьшаясь к востоку (в сторону р. Волхова) до 7 м, вплоть до полного выклинивания в приустьевой части р. Пчевжи. Обычно в основании разреза присутствует конгломерат мощностью до 0,1 м, состоящий из обломков доломитового мергеля, доломита и зерен кварца, сцементированных железисто-известковым материалом (в составе обломочного материала нередки ордовикские породы). Выше по разрезу на-

блюдается чередование различных по мощности слоев глинистых и доломитизированных мергелей и доломитов, реже присутствуют известняки и глины.

Мергели весьма разнообразны — зеленовато-серые, розовато-фиолетовые и других оттенков, алевролитистые. Доломиты в различной степени глинистые, розоватых, зеленоватых и фиолетовых оттенков, в основном сингенетические, реже наблюдаются вторичные доломиты. Встречаются остатки ихтиофауны, а также *Sycidium volborthi* Кагр. и *Trochiliscus igricus* Кагр.

На западе территории разделение горизонта на указанные четыре пачки не вызывает особых затруднений. Ниже приводится описание двух характерных разрезов горизонта в скважинах 2-Корытно и Невельской опорной.

В скв. 2-Корытно (в 50 км севернее Пскова) разрез нарковского горизонта, по материалам А. И. Шмаенка, следующий:

Хотнежская пачка

- 132,50—133,10 м. Песчаник мелкозернистый, сильнослюдястый, красновато-коричневый с зеленоватыми пятнами, с тонкими (до 3 см) прослойками фиолетово-коричневой глины.
- 133,10—133,20 м. Доломит микрокристаллический, кавернозный, фиолетово-серый с окристыми пятнами.
- 133,20—136,40 м. Песчаник мелкозернистый, слабо сцементированный, сильно слюдястый, красновато-коричневый и фиолетово-бурый.
- 136,40—138,40 м. Песок мелкозернистый, в основном кварцевый, красновато-коричневый.
- 138,40—140,05 м. Чередование зеленовато-серых и красновато-коричневых песчаников, алевролитов, доломитов и мергелей.
- 140,05—142,60 м. Песчаник мелкозернистый, буровато-коричневый и серый различных оттенков.
- 142,60—143,40 м. Мергель алевролитистый, слюдястый красновато-коричневый с фиолетовыми пятнами.
- 143,40—146,10 м. Песчаник мелкозернистый, глинистый, слабо сцементированный, красновато-коричневый.
- 146,10—147,30 м. Алевролит глинистый, тонкослоистый, красновато-коричневый, с прослоем песчаника (0,15 м) мелкозернистого, того же цвета.
- 147,30—155,10 м. Песчаник мелкозернистый, слабо сцементированный, местами разрушенный до песка, слюдястый, буровато-коричневый с фиолетовыми и голубоватыми пятнами и полосами.

Лемовжская пачка

- 155,10—156,10 м. Мергель фиолетово-бурый.
- 156,10—156,60 м. Доломит глинистый, зеленовато-серый.
- 156,60—158,50 м. Мергель, слабо пестроокрашенный в фиолетовые, зеленоватые и коричневатые тона.
- 158,50—159,50 м. Песчаник мелкозернистый, сильнослюдястый, красновато- и фиолетово-бурый.
- 159,50—166,00 м. Мергель неравномерной крепости, разноцветный, с прослоями серого и коричневого алевролита и песчаника мощностью до 0,40 м.
- 166,00—166,60 м. Доломит мергелевидный, массивный, светло-зеленовато-серый с розоватым оттенком.
- 166,60—172,90 м. Мергель глинистый и доломитовый, в основном зеленовато-серый с многочисленными красновато-коричневыми, розовыми и фиолетовыми пятнами и разводами, с прослоями (до 0,35 м) разноцветных алевролитов и доломитов.

Руйская пачка

- 172,90—173,65 м. Доломит микрокристаллический, крепкий, массивный, серый и зеленовато-серый.
- 173,65—176,05 м. Чередование через 10—30 см доломита микрокристаллического, серого и мергеля зеленовато-серого с многочисленными зеркалами скольжения.
- 176,05—176,85 м. Мергель доломитовый, зеленовато-серый.
- 176,85—178,80 м. Доломит микрокристаллический, мергелевидный, серый и зеленовато-серый с бледно-фиолетовыми пятнами.

- 178,80—180,55 м. Мергель доломитовый, зеленовато-серый с отдельными бурыми и фиолетовыми пятнами, с прослоями мощностью до 0,30 м зеленовато-серой глины и мергелевидного доломита.
- 180,55—181,80 м. Доломит микрокристаллический, неравномерноглинистый, массивный, серый и зеленовато-серый.
- 181,80—183,50 м. Мергель доломитовый, серый и зеленовато-серый, с прослоями серого крепкого микрокристаллического доломита мощностью до 0,25 м.
- 183,50—187,40 м. Доломит микрокристаллический, неравномерноглинистый, серый и зеленовато-серый с отдельными мелкими кавернами (размером до 3 см), заполненными кальцитом.
- 187,40—188,85 м. Мергель доломитовый и доломит микрокристаллический, зеленовато- и розовато-серый с тонкими волосяными трещинами.
- 188,85—189,20 м. Брекчия, состоящая из обломков мергеля и доломита. Цвет породы голубовато-серый с темно-бурыми пятнами. В брекчии наблюдается единичная галька доломита до 1,5 см в диаметре.

Сабская пачка

- 189,20—189,95 м. Доломит мергелистый, микрокристаллический, серый и зеленовато-серый с бурыми и фиолетово-бурыми пятнами.
- 189,95—190,85 м. Переслаивание доломита микрокристаллического, светло-серого с красновато-бурыми пятнами, крепкого, мергеля доломитового, зеленовато-темно-серого, с многочисленными зеркалами скольжения, и мергеля глинистого, слоистого, темно-серого.
- 190,85—191,00 м. Брекчия, состоящая из обломков доломита микрокристаллического, мергелистого, темно-серого и обломков доломитизированного известняка, светло-серого. Размер обломков достигает 1 см.

Ниже залегают доломиты верхнего ордовика.

В скважинах, расположенных южнее скв. 2-Корытно (Порховская опорная и структурные скважины Лопатовской структуры, к северу от пос. Карамышево), для сабской и руйской пачек характерно появление прослоев гипса мощностью до 1,2 м. По мере движения к югу мощность гипсовых слоев увеличивается до 2,75 м в районе г. Невеля.

В разрезе Невельской опорной скважины (Паасикиви, 1958 г.) к наровскому горизонту нами отнесена толща терригенно-карбонатных отложений в интервале глубин 380,0—487,0 м. Хотнежская (глубина 380,0—400,0 м) и лемовжская (глубина 400,0—455,25 м) пачки литологически не отличаются от разреза их в северной части Псковской области и поэтому ниже приводится только описание сабской и руйской пачек.

Руйская пачка

- 455,25—462,00 м. Мергель доломитовый, зеленовато-серый различных оттенков, с прослоями желтовато-серого микрокристаллического доломита мощностью до 0,20 м.
- 462,00—463,25 м. Мергель доломитовый, зеленовато-серый с прослойками розоватого гипса.
- 463,25—465,00 м. Гипс желтовато-серый, зернистый.
- 465,00—466,75 м. Мергель доломитовый, зеленовато- и темно-серый, брекчиевидный.
- 466,75—467,75 м. Гипс буровато-серый, волокнистый.
- 467,75—468,00 м. Мергель доломитовый, огипсованный, темно-зеленовато-серый.
- 468,00—468,50 м. Доломит глинистый, микрокристаллический, светло-серый.
- 468,50—469,60 м. Известняк водорослевый, светло-серый, переходящий в песчаник.
- 469,50—472,50 м. Мергель доломитовый, светло-зеленовато-серый, с примазками розоватого гипса.
- 472,70—474,85 м. Мергель глинистый, зеленовато-серый.

Сабская пачка

- 474,85—484,00 м. Мергель зеленовато-серый с фиолетовыми пятнами, крепкий, массивный. Включает прослой глины и доломитов, а также песчано-алевритовые и гравийные зерна.

Несколько иной характер наровский горизонт имеет к западу и юго-западу от г. Пскова, где он залегают на глубине 300—350 м от поверхности. В скважинах в г. Печоры, в деревнях Паниковичи, Локно,

Краснодудово и др. горизонт мощностью 70—85 м, залегающий большей частью на пярнуских песчаниках, представлен в нижней части (5—6 м) желтовато-серым или пестроцветным водорослевым известняком, местами доломитизированным, с прослоями глин и алевролитов (сабская пачка). Выше залегает пачка чередующихся желтовато-серых доломитизированных известняков, доломитов, зеленовато-серых мергелей и глин (руйская пачка), включающих филлоподы *Estheria membranacea* (P a c h t) и остатки рыб *Glyptolepis* sp., мощностью около 20 м. В основании этой пачки наблюдается карбонатная брекчия (обломки светлых мергелей и доломитов размером до 10 см) мощностью до 0,4 м, сцементированная темно-серым глинистым материалом и гипсом. В разрезе Печорской (62-к) скважины выделяется несколько прослоев брекчии, чередующихся с горизонтально залегающими мергелями. Образование этих брекчий А. А. Каплан (1964) связывает с подводными оползнями в результате землетрясений.

Отложения руйской пачки перекрываются пестроцветными (зеленовато-серыми, красновато-коричневыми и фиолетовыми) мергелями, доломитами и глинами мощностью до 40 м (лемовжская пачка). В них присутствуют прослой серых мелкозернистых песчаников с гипсовым цементом. В мергелях и глинах нередки *Lingula bicarinata* Kut., *Pterichtys* sp., *Asterolepis* sp.

Вышележащая хотнежская пачка, сложенная буроватыми и голубоватыми алевролитами и песчаниками с прослоями глин и доломитов, имеет мощность около 8—12 м.

На западе Новгородской области наровские отложения довольно детально изучены в районе г. Сольцы (Шмаенок и др., 1967 г.), где они имеют мощность от 80 до 125—130 м (скв. 12-Выбити, в 10 км к югу от г. Сольцы). В отличие от соседних территорий базальный конгломерат (брекчия) в этом районе не обнаружен. Здесь выделяется три толщи: нижняя — мергельно-доломитовая мощностью от 27 до 60 м, с редкими тонкими прослоями глин и выдержанным слоем гипса (мощностью до 2,8 м), средняя, представленная чередованием песчаников и алевролитов с доломитовыми мергелями и доломитами, мощностью от 10 до 45 м, и верхняя — преимущественно глинисто-алевролитовая с редкими тонкими невыдержанными прослоями мергелистых доломитов. Мощность верхней толщи трудно определить из-за нечеткости ее верхней границы. По-видимому, она не превышает 25—30 м.

Увязка разрезов западной части Новгородской области с разрезами в бассейне Плюссы и Луги на юго-западе Ленинградской области показывает, что нижняя толща в районе г. Сольцы включает сабскую и руйскую пачки и самые низы лемовжской; средняя охватывает большую часть лемовжской, а верхняя соответствует хотнежской пачке.

В разрезах Старорусской и Солецких скважин в наровских слоях встречены *Lingula bicarinata* Kut., *Schizosteus striatus* (Gross), *Bysacanthus dilatatus* Eichw., *Asterolepis estonica* Gross, *Devononchus concinnus* (Gross), *Cocosteus orvikui* Obr.

В северной части Новгородской области (в верхнем и среднем течении Волхова и в бассейне Вишеры), по данным скважин 186 (совхоз Красный Ударник), 14 (д. Зеленщина) и др. мощность наровских отложений составляет 6—33 м (Селиванова и др., 1964 г.; Мокриенко и др., 1966 г.). В основании горизонта, как правило, залегают базальный конгломерат мощностью 0,20—0,35 м. Это доломитизированный глинистый известняк с глинисто-доломитовыми гальками и зернами кварца, сильно ожелезненный у контакта с подстилающими ордовикскими отложениями.

Выше залегают доломитовые неравномерноглинистые пестроокрашенные мергели с прослоями глинистых доломитов, реже известняков. В верхней части разреза встречены прослои алевроитов и песчаников мощностью до 1,2 м. В мергелях найдены *Lingula bicarinata* Kut., *Byssacanthus dilatatus* (Eichw.), *Devononchus concinnus* (Gross).

Следует отметить, что указанный выше конгломерат С. В. Тихомиров (1967) считает не базальным, а брекчией обрушения, возникшей вскоре после отложения слоев вследствие растворения присутствовавших в них ранее прослоев и линз сульфатных отложений. Однако против этого свидетельствует присутствие значительного количества крупнозернистого терригенного слабо окатанного материала, несомненно привнесенного извне, и отсутствие псевдоморфоз по кристаллам гипса.

В восточной части Новгородской области (северо-западный склон Московской синеклизы) наровский горизонт, по данным Крестецкой, Валдайской и Пестовской опорных скважин, имеет мощность 96—143 м и характеризуется значительной загипсованностью в нижней части разреза. В Валдайской опорной скважине наровский горизонт выделен (Александрова, Белоусова, 1950 г.) в интервале глубин 757,0—853,2 м и имеет следующий разрез: в основании его залегают брекчия (0,15 м), состоящая из обломков доломитов и глинистых сланцев, сцементированных гипсом, ангидритом и глинистым веществом. Выше появляются глинистые доломиты с прослоями глинистых сланцев и пестроцветных мергелей с остатками ихтиофауны — *Dipterus valenciennesis* Murch. et Sedg. и др. Венчается горизонт пачкой разноцветных песчано-глинистых пород с прослоями доломитовых мергелей.

Близкий состав пород наровский горизонт имеет в разрезе Крестецкой опорной скважины, в которой, однако, преобладают доломиты над мергелями. По данным Л. И. Станкевича (1961), в Пестовской опорной скважине горизонт характеризуется присутствием в верхней части мощных (до 20 м) пачек пестроокрашенных песков, песчаников и алевролитов, значительной общей загипсованностью пород.

Минеральный состав отложений наровского горизонта в целом по всей рассматриваемой территории изучен еще недостаточно. По данным 120 анализов, отбор которых производился весьма неравномерно по площади и в вертикальном разрезе, можно отметить общее преобладание среди аксессуарных минералов циркона (до 35%) над гранатом (менее 28%) при значительном участии лейкоксена, рутила, сфена, турмалина, апатита и эпидота.

На территории соседней Калининской области (скважины Кувшиновская, Нелидовская и Торопецкая) наровский горизонт имеет мощность до 140 м и подразделяется по фаунистическим и литологическим данным на нижний (загипсованные глины и мергели) и верхний (доломиты, мергели и алевролиты) подгоризонты (морсовские и мосоловские + черноряские слои).

Органические остатки в наровских отложениях редки и представлены главным образом ихтиофауной. Кроме форм, приведенных при описании отдельных конкретных разрезов, были найдены рыбы *Cocosteus minor* Mill., брахиоподы *Lingula cornea* Sow., *Hypothyridina* aff. *subsignata* Reed, *Spirifer pseudopachirhynchus* Tschern., остракоды *Leperditia geographica* Heck., *Mica trapezoidalis* Zasp., *Semilukiella indiscens* Zasp. и др., а также гириноиды *Sycidium panderi* Kedo. Споры встречаются в основном в верхней части горизонта; преобладают *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *Hymenozonotriletes polymorphus* Naum., *Leiotriletes atavus* Naum., *Lophotriletes exiguus* Naum., *L. minor* Naum.

Старооскольский горизонт (D_2st). На описываемой площади Главного девонского поля старооскольскому горизонту по Унифицированной схеме (1965 г.) соответствуют лужские и нижняя часть ордежских слоев (Обручев, 1933) или тартуские слои (свита) (Орвику, 1946; Обручев, 1951). На территории Эстонии и Латвии, где эти отложения развиты наиболее полно, тартуская свита подразделяется по остаткам ихтиофауны и составу пород на арукюльские и буртнекские слои (Марк, 1958). Для первых характерны *Pycnosteus palaeformis* P r e o b r., *Tartuosteus giganteus* (G r o s s.), *Homostius sulcatus* (K u t.) и др., для вторых — *Psammosteus bergi* O b r., *Hamodus lutkevitschi* O b r., *Coccosteus markae* O. O b r. и др.

На территории Псковской, Ленинградской и Новгородской областей аналоги старооскольского горизонта представлены толщей преимущественно красноцветных косослоистых песков, песчаников и алевроитов, содержащей прослой и линзы красно-бурых, фиолетовых или зеленовато-серых глин, реже мергелей или доломитов. В верхней части ее преобладают желтоватые и светло-серые пески и песчаники с прослоями глин и алевроитов. Песчаный состав отложений, редкие органические остатки и плохой выход керна при бурении не позволили здесь дать более детальное расчленение их, как это сделано в соответствующих разрезах Эстонии и Латвии.

Отложения старооскольского горизонта выходят на поверхность в виде широкой (до 60—70 км) полосы, суживающейся к северо-востоку и протягивающейся от восточного побережья Чудского и Псковского озер до р. Волхова, где они восточнее г. Кириши в бассейне р. Пчевжи постепенно выклиниваются. Естественные обнажения горизонта многочисленны. В основном они встречаются по рекам Луге и Ордежи, где изучены наиболее детально, а также по рекам Желче, Еглине, Плюссе, Черной, Тосне, Тигоде и их притокам.

Мощность отложений колеблется в широких пределах — от 0,5—12 м на севере Новгородской области (скв. 14-Зеленщина и др.) до 180—190 м в районе г. Великие Луки. На большей части площади Псковской и Новгородской областей старооскольский горизонт имеет мощность 120—140 м (скважины 2-Корытно, 4-Горшихино, Старорусская, Крестецкая и Валдайская опорные скважины и др.).

Старооскольские отложения залегают на породах нарковского горизонта трансгрессивно, но без видимых следов размыва. Проведение нижней и верхней границ горизонта обычно затруднительно, так как состав ихтиофауны в нижней части разреза старооскольского горизонта имеет смешанный старооскольско-нарковский характер. На территории Псковской и западной части Новгородской областей в разрезах буровых скважин (2-Корытно, 4-Горшихино, Порховская, 1-Заполье и др.) наблюдается постепенный переход от нарвовских отложений к старооскольским. Здесь отсутствуют резкие различия в составе пород, вследствие чего нижняя граница горизонта обычно принимается весьма условно. Это отмечается также и на территории Прибалтики (Марк, Тамме, 1964), где отложения старооскольского горизонта фаунистически и литологически тесно связаны с наровскими.

Характер нижней границы старооскольского горизонта изучался Э. Ю. Самметом (Шмаенок, Саммет и др., 1960 г.) в обнажениях по долинам рек Руи, Кушелки, Боровенки, Черной и др. на западе Ленинградской области. Здесь, в большинстве случаев в основании его, залегают косослоистые разнозернистые красновато-коричневые пески или песчаники, на отдельных участках конгломератовидные. Последние образованы мелкими (до 3 см) полукатанными обломками песчаника, доломитового мергеля и панцирей рыб. Мощность базальных отложе-

ний колеблется от 1,5 до 7—8 м. Они, как правило, залегают на коричневатых или голубовато-серых глинистых алевритах хотнежской пачки наровского горизонта, расположенных на 5—7 м выше ее мергельно-доломитовых слоев, реже на голубовато-серых мелкозернистых песках. Только на р. Оредежи (Александрова, Петрова, 1957) и в Чудовском районе Новгородской области (Селиванова и др., 1963 г.) базальные пески ложатся с размывом непосредственно на наровские доломиты и мергели.

Сходен также и минеральный состав пород в пограничной части разреза старооскольского и наровского горизонтов. На этом основании граница между этими горизонтами на всей описываемой площади проводится по следующим основным признакам: а) появление характерных для старооскольского горизонта остатков ихтиофауны (родов *Pycnosteus*, *Ganosteus*, *Psammolepis*), б) появление в терригенной толще, залегающей на мергельно-доломитовых слоях, ясной косої слоистости и глинисто-карбонатных галек подстилающих пород, в) изменение основного цвета пород от голубоватых и зеленоватых тонов в буроватые и красноватые, г) исчезновение из разреза выдержанных прослоев аргиллитовидных глин, д) исчезновение известковистости в песчано-глинистых породах. Наиболее четко указанные изменения в изученных разрезах выражены в интервале от 5 до 15 м выше пестроокрашенных карбонатных пород лемовжской пачки наровского горизонта. Лишь на северо-востоке Новгородской области (скв. 14-Зеленщина и др.) краснобурые пески и песчаники старооскольского горизонта почти непосредственно залегают на карбонатной пачке наровского возраста.

Большие затруднения возникают при проведении верхней границы горизонта, являющейся одновременно границей между средним и верхним отделами девона. Только в бассейне рек Луги и Оредежи эта граница устанавливается сравнительно легко. Л. Б. Рухин, изучавший здесь в 1944—1948 гг. (1946а, б, 1948) пограничные отложения среднего и верхнего девона, предложил для них схему стратиграфического расчленения, основанную на цикличности осадков (табл. 8).

Как видно из приведенной схемы, между ящерскими и старицкими слоями зафиксирован размыв. Существование перерыва между средним и верхним девонem подтверждается также наличием в основании старицких слоев галек из области сноса и палеонтологическими данными, а именно, присутствием в этих же слоях родов ихтиофауны (*Psammosteus*, *Bothriolepis*, *Holoptychius*), не являющихся характерными для самых ранних этапов позднедевонской эпохи (Обручев, 1951, 1959). В остальных же частях территории, где старооскольский горизонт вскрывается только скважинами, указанные признаки размыва почти не устанавливаются, а остатки ихтиофауны, как правило, имеют плохую сохранность или отсутствуют. Поэтому для определения верхней границы горизонта приходится пользоваться анализом цикличности осадконакопления.

В настоящем очерке за основу стратиграфического расчленения старооскольского горизонта принята схема Л. Б. Рухина, дополненная новыми данными, полученными Э. Ю. Самметом (1967 г.) при изучении стратиграфии девонских отложений на территории Главного девонского поля. Кратко эти данные заключаются в том, что в кровле среднедевонской терригенной толщи в бассейне р. Плюссы и более южных районов, выше ящерских слоев был выявлен еще один цикл осадконакопления, характеризующийся остатками ихтиофауны, типичной для бурнекских слоев Эстонии. Разрез старооскольских отложений в бассейне Луги и Оредежи, по данным Л. Б. Рухина, определяется следующими особенностями.

Таблица 8

	Циклы	Литологические пачки	Мощность, м	Слои
Верхний девон	Торковичский	Доломиты и мергели		Снегогорские
		Пески белые Пески красные и розовые с галькой кварца и изверженных пород	5—7 10—15	Подснегогорские Старицкие
		Размыв		Отсутствуют
Средний девон	Ящерский	Пески белые, реже розовые, в нижней части с линзами глин. В основании — горизонт с конкрециями „орешков“	до 30	Ящерские
		Переслаивание пестроцветных глин и песков. В кровле обычно пласт глины мощностью до 10 м. Пески красные с линзами глин. В основании — горизонт с конкрециями	до 15 до 15	Ифенские
	Кемский	Переслаивание пестроцветных глин, белых песков и песчаников. Пески красные, мелкозернистые. В основании — крупнозернистые пески с гальками глин	до 10 до 20	Кемские
		Переслаивание песков и глин	до 10	

Отложения нижнего — кемского цикла (по обнажениям на ручье Кемке, правом притоке р. Луги) в бассейне Оредежи и в среднем течении Луги имеют мощность до 60 м, из которых около 20 м приходится на верхнюю глинисто-алевролитовую пачку разреза. Пески, составляющие остальную, нижнюю часть цикла, окрашены в красно-бурые, розовые и реже желтоватые тона. Они характеризуются хорошо выраженной многоярусной косою слоистостью потокового или аллювиального (руслового и пойменного) типа. Нередко косослоистые серии мощностью 5—7 м разделены тонкими (менее 0,5 м) горизонтальными прослоями или линзами мелкозернистых песков, алевролитов и пестрых глин.

Наиболее полный разрез вскрыт буровой скважиной в д. Николаево (в 50 км к юго-западу от г. Луги), где на глинах наровского горизонта залегают (в интервале 145,0—86,2 м) следующие отложения (снизу вверх):

- 145,0—143,0 м. Конгломерат, состоящий из обломков песчаника и алевролита, цементированных глинисто-железистым материалом.
- 143,0—138,0 м. Песок крупно- и среднезернистый, буровато-красный.
- 138,0—134,7 м. Глина алевролитистая, голубовато-серая и темно-коричневая.
- 134,7—128,5 м. Песчаник мелкозернистый, красно-бурый, тонкокосослоистый, слабо цементирован глинисто-железистым цементом.
- 128,5—127,0 м. Глина пестроцветная (голубая, охристая, красная, серая).
- 127,0—124,6 м. Песчаник мелкозернистый, пестроцветный, с прослойками голубовато-серых алевролитов, крепко цементированный глинистым цементом.

- 124,6—122,7 м. Песок мелкозернистый, серый.
 122,7—121,8 м. Глина песчаная, буровато-коричневая, с прослойками алевролита того же цвета.
 121,8—108,0 м. Песчаник мелкозернистый, красно-бурый, слабо сцементированный глинисто-железистым цементом.
 108,0—106,0 м. Алевролит глинистый, мелкослоистый, зеленовато-серый (начало пачки переслаивания).
 106,0—93,3 м. Песчаник мелкозернистый, светло-серый и розоватый, чередующийся с глинистыми пестроцветными прослоями, слабо сцементированный глинистым цементом.
 93,3—92,8 м. Глина пестроцветная, алевролитстая.
 92,8—86,2 м. Алевролит, переходящий в песчаник, зеленовато-серый и темно-бурый.

Залегающий выше гравийно-галечный слой (0,5 м) является основанием ящерского цикла.

В породах кемского цикла в районе г. Луги встречены остатки рыб: *Pycnosteus palaeformis* Преобр., *P. pauli* Mark, *Tartuosteus giganteus* (Gross).

Мощность отложений ящерского цикла в бассейне среднего течения Луги достигает 80—90 м. Нижняя часть цикла — ифенские слои (поручью Ифенке, правому притоку Луги) имеет обычно двучленное строение: внизу косослоистые (аллювиального типа) пески и песчаники мощностью до 30 м, вверху — переслаивающиеся глины, пески и алевролиты мощностью 15—30 м (прибрежно-морские отложения). Общая мощность ифенских слоев в бассейне р. Луги от 35 до 55 м. В основании ифенских слоев, как правило, залегают слои разнозернистого песка мощностью до 5 м, с гравием и галькой глин, мергелей и алевролитов. Верхняя пачка переслаивания характеризуется значительной известковистостью пород, местами в ней присутствуют прослои известняков мощностью до 0,6 м. В отличие от осадков кемского цикла в ифенских слоях в Лужском районе встречаются только редкие мелкие обломки костей рыб *Glyptolepis* sp., *Onychodus* sp., *Plourdosteus* sp. и др., а также следы жизнедеятельности организмов в виде известковистых трубочек длиной до 4 см и диаметром около 2 мм.

Краткая характеристика ифенских слоев по скв. 99 в д. Пустынь (25 км к северо-западу от г. Луги) следующая:

- 70,70—69,30 м. Песок разно- и мелкозернистый, красновато-бурый, косослоистый, с галечками глин диаметром до 0,5 см.
 69,30—68,60 м. Песчаник мелкозернистый, переходящий в алевролит, фиолетово-бурый, с остатками ихтиофауны, крепко сцементированный железисто-глинистым цементом.
 68,60—64,70 м. Песок разно- и мелкозернистый, косослоистый, зеленовато-серый и красно-бурый со следами ползания организмов.
 64,70—60,20 м. Песчаник мелкозернистый (местами песок), буровато-коричневый, глинистый, с остатками ихтиофауны. Цемент железисто-кварцевый.
 60,20—57,55 м. Алевролит глинистый, известковистый, буровато-коричневый.
 57,55—52,90 м. Алевролит неравномерноглинистый, пестроокрашенный, с известковистыми стяжениями.
 52,90—51,00 м. Песок мелкозернистый, желтовато-бурый с прослоем (0,20 м) известковистого алевролита в середине слоя.
 51,00—48,90 м. Алевролит глинистый, буровато-серый, известковистый, переходящий кверху в известковый песчаниковидный мергель (содержание CaO 30,7%, SiO₂ 35,8%).
 48,90—46,30 м. Песок разно- и мелкозернистый, буровато-коричневый, известковистый.
 46,30—45,00 м. Глина алевролитовая, переходящая в алевролит, известковистая, пестроокрашенная.
 45,00—43,60 м. Песок и песчаник мелкозернистый, фиолетово-серый с прослоями глины.
 43,60—41,60 м. Алевролит песчанистый и песчаник, пестроокрашенный.
 41,60—39,80 м. Песок мелкозернистый, буровато-коричневый, известковистый, переходящий кверху в известняк.
 39,80—39,45 м. Известняк мелкокристаллический, песчаный, розовато-серый с зеленоватыми глинистыми окатышами.

- 39,45—37,30 м. Алевролит песчанистый, неравномерноизвестковистый, зеленовато-серый и буровато-коричневый (содержание СаО достигает 19,3%).
- 37,30—36,00 м. Песчаник алевритовый, известковистый, розовато-серый.
- 36,00—33,50 м. Алевролит глинистый, буровато-красный.
- 33,50—31,55 м. Алевролит глинистый (местами глина) красно-бурый и зеленовато-серый, неравномерноизвестковистый.
- 31,55—30,95 м. Песчаник мелкозернистый, крепко сцементированный известковым цементом (количество СаО достигает 32%), светло-зеленовато-серый.
- 30,95—29,80 м. Глина алевритовая, красно-бурая.
- 29,80—29,30 м. Песчаник мелкозернистый, зеленовато-серый, слабо сцементированный глинистым цементом.
- 29,30—27,20 м. Алевролит песчанистый, пестроокрашенный.
- 27,20—26,60 м. Глина плотная, переходящая в алеврит, пестроокрашенная.

Вышележащие ящерские слои обнажаются по рекам Оредежи и Луге, где их мощность составляет соответственно 20 и 30 м. Они представлены белыми или окрашенными в розоватые и желтоватые тона мелко- и среднезернистыми песками с многоярусной косою слоистостью, характерной для прибрежно-морских осадков. Встречаются редкие тонкие (менее 0,3 м) линзы глин. На песках нередко залегает пачка, мощностью до 6—7 м, пестроокрашенных алевритов и известковистых глин (местами алевритистых мергелей).

Кроме окраски, характерной особенностью песчаной пачки ящерских слоев является незначительное содержание (менее 1%) или отсутствие граната в составе аксессуарных минералов по сравнению с подстилающими ифенскими слоями, в которых повсюду содержится гранат (4—6%). Помимо этого, в верхней части песчаной пачки наблюдаются признаки интенсивного выветривания, выражающиеся в каолинизации полевых шпатов в виде белых мучнистых примазок. Палеонтологически ящерские слои охарактеризованы очень слабо. В них встречаются только остатки стволов окаменевшей древесины *Nematophycus* и редкие обломки костей рыб *Plourdosteus* sp., *Psammosteus* sp., *Osteolepis* sp.

К северо-западу от г. Луги, в бассейне среднего и нижнего течения р. Плюссы (Гдовский и Сланцевский районы) верхи среднего девона представлены только ифенскими слоями. По литолого-минералогическим признакам в старооскольском горизонте этого района можно выделить до пяти ритмов осадконакопления (Шмаенок, Саммет и др., 1961 г.). Из них два нижних соответствуют кемскому циклу, а три верхних — ифенским слоям ящерского цикла. Каждый ритм, мощностью 15—30 м, начинается крупнозернистыми песками и песчаниками, местами брекчией, состоящей из обломков ихтиофауны, песчаников, алевролитов и кварцевых галек, сцементированных глинисто-железистым цементом. Выше этого слоя появляются мелкозернистые пески и песчаники с редкими прослоями алевролитов, алевритов и глин. Как правило, ритм заканчивается переслаиванием песков, глин и алевритов.

В разрезе скв. 4-Детково северо-западнее пос. Ляды, по данным Э. Ю. Саммета (Шмаенок, Саммет, 1961 г.), можно выделить следующие ритмы (снизу вверх):

Кемский цикл (122,7—75,00 м)

I ритм (122,7—99,45 м). В основании разнозернистые пески и песчаники, буровато-красные с железистым цементом и с прослоями алевролитов, выше мелкозернистые пески и песчаники, коричневые с редкими маломощными (до 0,6 м) прослоями разноцветных глин.

II ритм (99,45—75,0 м). В основании брекчия (0,25 м) указанного выше типа, на которую налегают мелкозернистые буровато-коричневые пески и песчаники с редкими маломощными прослоями алевролитов.

Ящерский цикл, ифенские слои (75,0—2,5 м)

III ритм (75,0—55,0 м). В основании (0,30 м) пески мелкозернистые с галькой песчаника, розовато-бурые, выше песчаники мелкозернистые, с глинисто-железистым цементом, красноватые и розовые с маломощными прослоями (до 0,3 м) разноцветных алевролитов.

IV ритм (55,0—16,7 м). Песчаники мелкозернистые, разноцветные; крепко сцементированные железисто-кварцевым цементом, с маломощными (до 1,5 м) прослоями глин.

V ритм (16,7—2,50 м). В основании розово-желтые пески с включениями красного, крепко сцементированного железистым цементом песчаника, выше залегают переслаивающиеся пески, песчаники, глины и алевролиты (пачка переслаивания ифенских слоев).

В минеральном составе отложений, слагающих основания ритмов, наряду с увеличением количества полевых шпатов (от 10—12 до 33%) происходит значительное увеличение минералов метаморфических пород (гранат, ставролит, дистен) до 35—40%. По сравнению с разрезом бассейна р. Луги старооскольский горизонт в бассейне р. Плюсы характеризуется бóльшим развитием песков.

Фаунистические остатки в последнем приурочены почти исключительно к двум нижним ритмам и представлены обломками костей и панцирей рыб, характерных для арукюльских слоев Прибалтики: *Pycnosteus palaeformis* Преобр., *Tartuosteus* cf. *luhai* Mark., *Tartuosteus giganteus* (Gross), *Haplacanthus marginalis* Ag., *Homostius latus* Asm., *Coccosteus grossi* O. Обр., *Schizosteus asatkini* Обр., *Devonochus concinnus* (Gross) и др. В отложениях, отнесенных автором к ифенским слоям, найдены только единичные остатки родов *Glyptolepis*, *Homostius*, *Haplacanthus*, *Porolepis* и *Dipterus*.

Южнее бассейна р. Плюсы, по рекам Еглине, Желче, Люте, Студенке и др. на ящерских слоях появляются фаунистически охарактеризованные (Обручев, 1951) отложения нового цикла, который можно назвать еглинским (по характерным обнажениям на р. Еглине). Общая (неполная) мощность горизонта в этом районе по разрезу скв. 2-Корытно превышает 125 м. В сводном разрезе названных рек отложения, залегающие на пачке переслаивания ифенских слоев, имеют общую мощность до 45—50 м (в скв. 2-Корытно на глубине 10,0—33,3 м). Они представлены в нижней части (15—35 м) светло- и желтовато-серыми, местами с розоватым оттенком, песками и слабо сцементированными косослоистыми средне- и мелкозернистыми песчаниками, с редкими тонкими (до 0,2 м) прослоями буровато-коричневых алевролитов (с *Homostius* sp.) и небольшим количеством глинистых и мергелистых галек. Выше залегают пачка переслаивания разноцветных песчано-глинистых пород (3—5 м), на которые ложатся неравномернозернистые косослоистые желтоватые, буроватые и розоватые пески и песчаники, содержащие крупные остатки панцирей *Psammosteus bergi* (Обр.), *Coccosteus markae* O. Обр., *Homostius* sp., *Heterostius* sp. и др. В нижней части этой пачки местами наблюдается большое количество глинисто-мергелистых уплощенных галек, ориентированных по слоистости, длиной до 15 см. Разрез завершается пачкой красновато-коричневых глинисто-алевролитовых отложений, видимой мощностью более 4 м (р. Еглина, близ устья р. Бубневки), на которые с размывом ложится верхний девон.

Перечисленные формы ихтиофауны являются руководящими для верхней части старооскольского горизонта — буртнекских слоев Прибалтики (Обручев, 1959). Таким образом, в бассейне верхнего течения р. Плюсы наряду с арукюльскими слоями (нижние пять ритмов) можно выделить также отложения двух нижних ритмов буртнекских слоев, из которых первый, фаунистически слабо охарактеризованный, может сопоставляться с ящерским циклом бассейна р. Луги (с IV комплексной толщей Эстонии по А. Верте, 1955), а верхний (еглинский цикл), отсутствующий в бассейне р. Луги, по-видимому, приурочен уже к среднебуртнекскому времени и соответствует V комплексной толще А. Верте на территории Эстонии.

Сопоставление разрезов старооскольского горизонта смежной территории Эстонии, севера Псковской и юга Ленинградской областей дано в табл. 9. Отложения двух верхних ритмов в бассейне р. Плюссы отличаются от подстилающих осадков также незначительным содержанием граната (менее 1,5%) и отсутствием или незначительным присутствием ставролита (менее 2,5%).

Таблица 9

Эстонская ССР. По Э. Ю. Марк (1964) и А. И. Верге (1955, 1969)		Север Псковской области. По Э. Ю. Саммету (1969 г.)				Юг Ленинградской области. По Л. Б. Рухину (1946)	
Старооскольский горизонт (таргуская свита)	Буртнексские слои	Выхандуская толща	Слои отсутствуют			Слои отсутствуют	
		Хельмеская толща	Егдинский цикл	VII ритм	Пачка переслаивания песков и глин. Пески и песчаники	Слои отсутствуют	
		Карксская толща	Ящерский цикл	VI ритм	Ящерские слои с пачкой переслаивания	Ящерский цикл	Ящерские слои
	Арукюльские слои	Тарваустская толща	Ящерский цикл	V ритм IV ритм III ритм	Ифенские слои	Ящерский цикл	Ифенские слои
		Пайстуская толща Вильяндиская толща	Кемский цикл	II ритм I ритм	Кемские слои	Кемский цикл	Кемские слои

В центральной части Псковской области (скважины Порховская, Локновская, 4-Горшихино и др.), где мощность старооскольских отложений достигает 150—170 м, обоснованное расчленение разреза практически невозможно из-за отсутствия характерных органических остатков и плохого выхода керна. По минеральному составу отложений (незначительное содержание минералов метаморфических пород) можно предполагать, что верхние 60—75 м разреза представлены буртнекскими слоями. Существенный состав отложений сравнительно однообразен. Сложены они преимущественно мелкозернистыми кирпично-красными, реже розоватыми, желтоватыми и светло-серыми песками и песчаниками с прослоями и линзами разноцветных глин мощностью до 5 м. Наблюдается общее увеличение количества и мощности прослоев глин в западном направлении — в сторону г. Печоры.

На юге Псковской области (скважины Невельская, 1-Кунья, 2-Прискуха и др.) горизонт мощностью до 180—190 м подразделяется на две части: нижнюю (до 116 м), сложенную мелкозернистыми серыми или желтоватыми песками и песчаниками с пачками (мощностью до 10 м) переслаивающихся алевролитов и пестроцветных глин, и верхнюю (60—75 м), представленную светлоокрашенными или буроватыми

песками и песчаниками с редкими тонкими глинистыми прослоями. Спорадически по разрезу встречаются остатки ихтиофауны *Psammosteus* sp., *Osteolepis* sp. Судя по изменению минерального состава осадков (резкое уменьшение количества граната и ставролита), верхняя часть разреза, возможно, соответствует буртнекским слоям, имеющим аналогичную характеристику на смежной территории Латвийской ССР (Лиепиньш, 1960).

На территории Новгородской области старооскольский горизонт имеет мощность около 170—180 м в районе оз. Ильмень, а у северной границы области он полностью выклинивается. К западу от рек Волхова и Ловати (скважины Старорусская, 12-Выбити, 1-Заполье и др.) отложения этого возраста представлены толщей разноцветных песков мощностью не менее 150 м, включающих отдельные прослои коричневатых и зеленовато-серых глин и алевроитов мощностью до 6—8 м. В Старорусской опорной скважине в средней части разреза наблюдается значительное количество глинисто-мергелистых галек, залегающих, по-видимому, в основании буртнекских слоев. Органические остатки представлены *Asterolepis estonica* Gross, *Devononchus concinnus* (Gross), *Actinolepis tuberculata* Ag., *Sycidium karpinskyi* Sam. et Smirn. и др.

К северо-востоку от г. Новгорода, в районе г. Чудово, мощность старооскольского горизонта уменьшается от 35—43 до 5—7 м в бассейне р. Пчевжи (Селиванова и др., 1963, 1966 гг.). Отложения представлены мелкозернистыми разноцветными (в основном красноватыми) песками и песчаниками в основании и пачкой переслаивающихся глин, алевролитов, песчаников и мергелей в верхней части разреза. По типу пород и минеральному составу они относятся к кемскому циклу, отличающемуся в бассейне р. Волхова высоким (25—50%) содержанием граната и ставролита (в среднем 3—6%) в алевроитовой фракции. На это же указывают и органические остатки, представленные *Porolepis posnaniensis* Kade, *Asterolepis estonica* Gross, *Byssacanthus dilatatus* (Eichw.), *Lingula* sp., *Sycidium* aff. *volborthi* Karp.

На востоке Новгородской области (скважины Валдайская, Крестецкая, Пестовская и др.) наблюдается постепенное увеличение мощности горизонта до 100—130 м. Старооскольские отложения здесь представлены толщей красно-бурых и желтовато-серых песков с прослоями разноцветных песчаников, алевролитов и глин. Коричнево-красный цвет пород и значительное содержание граната в составе аксессуарных минералов указывают на вероятную принадлежность отложений к нижней части горизонта, за исключением разреза Валдайской опорной скважины, в котором верхние 40—50 м по минералогии и светло-серой окраске пород можно сопоставить с ящерскими слоями.

На соседней территории Калининской области (скважины Кувшиновская, Нелидовская и Торопецкая) мощность отложений старооскольского горизонта колеблется в пределах 90—130 м. Повсеместно в разрезе можно выделить три пачки: нижнюю — песчаную, желтовато-серую или красно-бурую, среднюю — алевроито-глинистую, разноцветную и верхнюю — песчаную, светло-серую (Александрова, Петрова, 1957). Мощность средней пачки наименьшая (10—30 м).

Кроме органических остатков, перечисленных при описании отдельных районов, на рассматриваемой территории встречены следующие характерные представители ихтиофауны: *Pycnosteus imperfectus* (Preobr.), *Ganosteus obtusus* Mark, *Homostius formosissimus* Ag., *Heterostius convexus* Asm., *H. ingens* Asm., *Hamodus lutkevitschi* Obr. и др.

Верхний отдел

Верхнедевонские отложения, в составе которых выделяются франский и фаменский ярусы, распространены повсеместно к югу от широты Псковское озеро — Струги Красные — Любань — Кириши — Лодейное Поле — Подпоржье — юго-западное побережье Онежского озера. По характеру слагающих пород в общем разрезе верхнего девона здесь можно наметить три толщи. В основании залегает толща терригенных песчано-глинистых отложений, в средней части глинисто-карбонатные, а в верхней — преимущественно песчано-глинистые породы (верхняя пестроцветная толща). Максимальная мощность верхнедевонских отложений (500—550 м) приурочена к южной части Новгородской области, где разрез представлен наиболее полно. В северном направлении мощность постепенно сокращается (вследствие эрозионного среза), доходя до нескольких метров у северной границы их распространения.

Верхнедевонские отложения залегают на породах различного возраста — от верхнепротерозойских на северо-востоке Ленинградской области до старооскольских на большей части рассматриваемой территории (рис. 28). Это связано с неравномерным по продолжительности и интенсивности размывом доверхнедевонских отложений на границе среднего и позднего девона.

Франский ярус

Отложения франского яруса распространены на большей части территории восточной половины Главного девонского поля. Максимальные мощности (до 420 м) наблюдаются на юго-востоке Новгородской области, минимальные (175—200 м) — в южной части Псковской и на северо-востоке Ленинградской областей, а также на Онежско-Ладожском перешейке. Естественные выходы пород франского яруса довольно многочисленны, наиболее интересные из них приурочены к долинам рек Великой, Шелони, Ловати, Мсты, Луги, Сяси, Ояти и их притокам, а также к юго-западному побережью оз. Ильмень.

В региональном разрезе франского яруса наблюдаются значительные фациальные изменения, прослеживающиеся в северо-восточном направлении. Это выражается в общем повышении содержания терригенного материала и уменьшении карбонатности отложений вплоть до полного выклинивания прослоев карбонатных пород на востоке и северо-востоке Ленинградской области.

В западной и центральной частях территории франский ярус имеет трехчленное строение и состоит из нижней и верхней терригенных толщ и средней — карбонатной (рис. 29). В восточной части Ленинградской области в бассейне Сяси и Ояти развиты преимущественно терригенные отложения.

Верхняя граница яруса, согласно унифицированной схеме, проводится в основании задонского горизонта, что преимущественно соответствует времени появления в разрезах Центрального девонского поля спириферид из группы *Cyrtospirifer archiaci* Murch., а также широкому развитию ринхонеллид из рода *Camarotoechia* и вымиранию представителей рода *Atrypa*. В центральных районах Русской платформы эта граница литологически четкая. На территории восточной половины Главного девонского поля проведение верхней границы франского яруса весьма затруднительно. Это связано с фациальной изменчивостью отложений и отсутствием характерных представителей фаменской фауны. В соответствии с региональной корреляционной схемой 1965 г. указанная граница проводится в основании так называемой чимаевской пач-

ки карбонатных пород, характеризующейся скудными остатками пелиципод, встречающихся также и в задонском горизонте центральных районов Русской платформы. Вместе с тем необходимо отметить, что эта

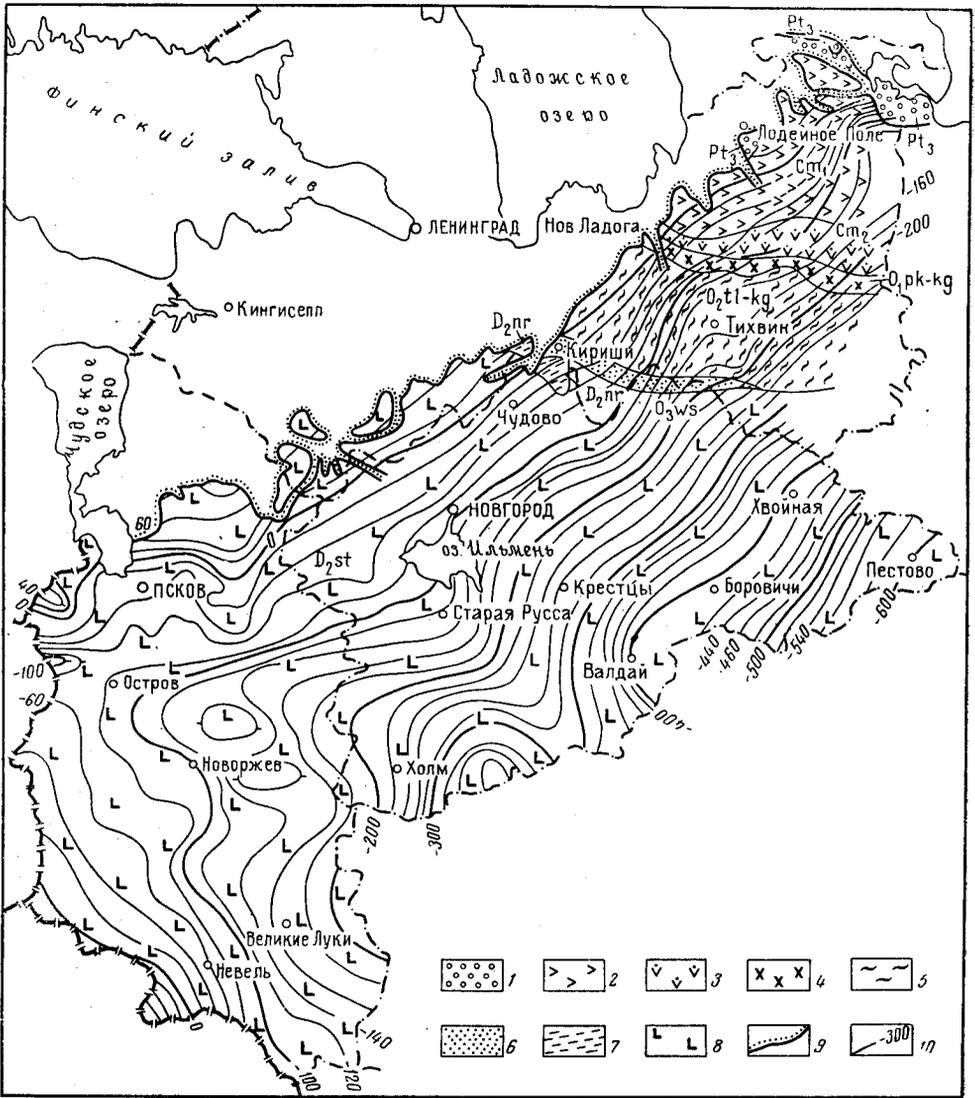


Рис. 28. Схема залегания верхнедевонских отложений. Составил Э. Ю. Саммет (1969 г.)
 Залегание на породах: 1 — верхнего протерозоя (Pt₃), 2 — нижнего кембрия (Сm₁), 3 — среднего кембрия (Сm₂), 4 — нижнего ордовика (O_{1pk-kn}), 5 — среднего ордовика (O_{2tl-kg}), 6 — верхнего ордовика (O_{3ws}), 7 — наровского горизонта среднего девона (D_{2nr}), 8 — старооскольского горизонта среднего девона; 9 — граница распространения верхнедевонских отложений; 10 — изогипсы подошвы верхнедевонских отложений (через 20 м)

карбонатная лачка не характеризует начало фаменской трансгрессии, а соответствует уже максимуму одного из первых ее ритмов. Перерыв в осадконакоплении и связанный с ним региональный размыв подстилающих отложений в бассейнах Ловати и Мсты наблюдается на более низком стратиграфическом уровне, местами даже в кровле так назы-

ваемой смотинско-ловатской пачки карбонатных пород (верхневоронежского подгоризонта по унифицированной схеме).

Вследствие неравномерного размыва верхнефранских отложений, фациальных отличий разрезов Главного и Центрального девонских полей и отсутствия общих форм органических остатков, в настоящее время

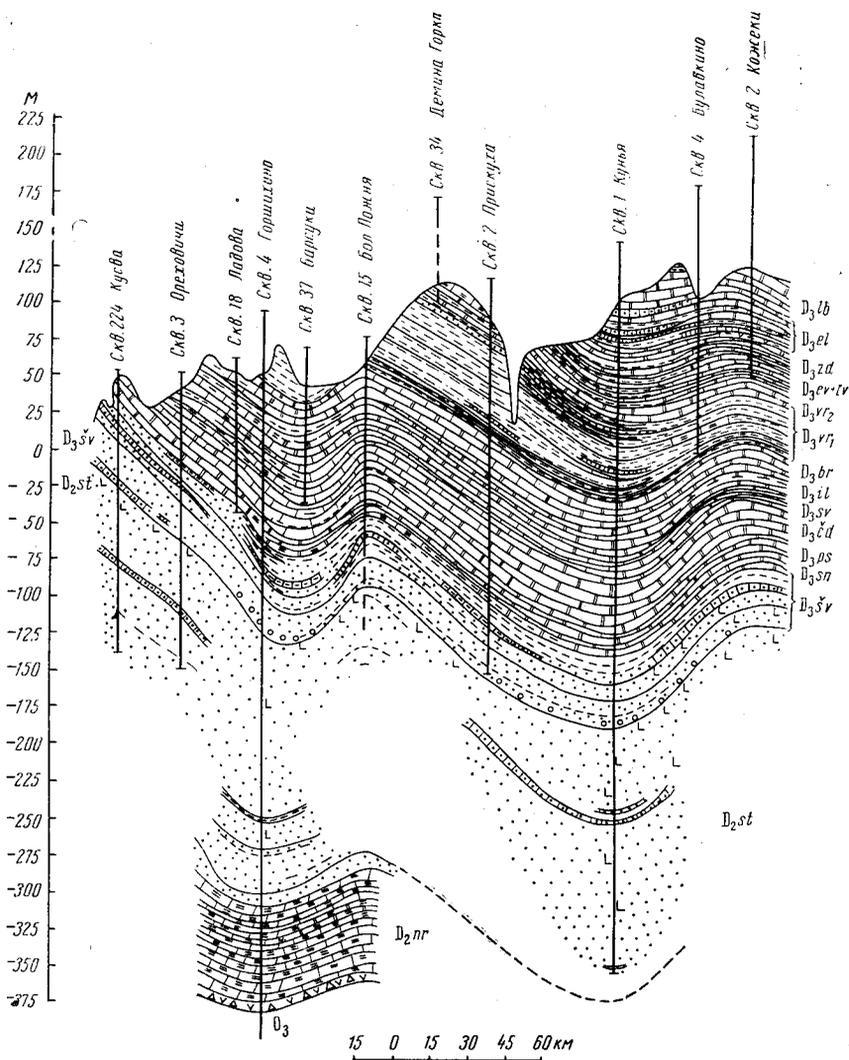


Рис. 29. Литолого-стратиграфический профиль девонских отложений в западной части Псковской области по линии I—I.
Составил Э. Ю. Саммет (1969 г.)

нет возможности установить, какой части разреза на территории восточной половины Главного девонского поля соответствуют низы задонского горизонта Центрального поля. С другой стороны, нельзя согласиться и с проведением рассматриваемой границы в кровле смотинско-ловатской пачки карбонатных пород, как это предполагалось унифицированной схемой 1951 г. Этому противоречат находки в вышележащей песчано-глинистой пачке остатков ихтиофауны из семейства псаммоствейд — последних представителей франского века. Поэтому в настоящей главе

до окончательного решения вопроса и в целях приведения стратиграфических границ в соответствие с циклами и ритмами в осадконакоплении граница между франским и фаменским ярусами проводится в основании чимяевской пачки карбонатных и глинисто-карбонатных пород, залегающей с признаками размыва на подстилающих слоях и образующей с ними единый ритм седиментации. В 2—6 м выше этой границы в палеонтологически охарактеризованных разрезах в бассейне верхнего течения Ловати появляются пелециподы и гастроподы, характерные для задонского горизонта.

Следует отметить, что С. В. Тихомиров (1967) указанную границу проводит гораздо ниже — в кровле бургского горизонта, относя, таким образом, к франскому ярусу только отложения общей трансгрессивной серии яруса, что, безусловно, неправильно.

Согласно последней унифицированной схеме (1965) франский ярус подразделяется на нижний и верхний подъярусы, граница между которыми принимается в основании бургского горизонта. На рассматриваемой территории, однако, франский ярус по палеонтологическим и литологическим особенностям четко подразделяется на три осадочных цикла, которые в унифицированной схеме 1951 г. рассматривались в качестве подъярусов. Нижний охватывает отложения швентойского и саргаевского, средний — семилукского и бургского горизонтов, а верхний — вышележащие осадки. Такое расчленение франского яруса представляется более правильным.

Швентойский горизонт (D_3^{sv}). В швентойский горизонт в 1965 г. были переименованы подснеготгорские слои схемы Р. Ф. Геккера (1932) вместе с подстилающими их старицкими слоями схемы Л. Б. Рухина (1946) и Д. В. Обручева (1951). Им соответствуют гауйские и аматские слои Латвии и швентойская свита разреза Литовской ССР, откуда по р. Швентой и происходит название горизонта.

Отложения швентойского горизонта развиты почти на всей территории распространения верхнедевонских осадков, за исключением бассейна р. Сясь, где они отсутствуют. Нижняя граница горизонта, как правило, проводится внутри мощной (до 260—280 м) глинисто-песчаной толщи по появлению представителей ихтиофауны, характерных для франского яруса (родов *Bothriolepis*, *Ptyctodus* и др.), и по признакам размыва, выражающегося в наличии гальки кварца, кварцита и осадочных пород в основании разреза.

Верхняя граница горизонта проводится по подошве доломитовых глин и мергелей, а на северо-востоке территории — в основании пачки разноцветных алевроито-глинисто-карбонатных пород с характерными для саргаевского горизонта фаунистическими остатками.

На соседней территории Латвийской ССР, где швентойский горизонт наиболее детально изучен, он представлен толщей разноцветных песков и песчаников с прослоями глин и алевролитов общей мощностью 100—125 м. По остаткам ихтиофауны горизонт подразделяется на гауйские (нижние 65—100 м) и аматские (верхние 20—38 м) слои. Для гауйских слоев характерны *Asterolepis ornata* Eichw., *Laccognathus panderi* Gross и др., для аматских — *Asterolepis radiata* Rohon, *Psammosteus praecursor* Obr. и др.

По литолого-минералогическим данным гауйские слои в Прибалтике охватывают два первых региональных ритма позднедевонской эпохи седиментации, а аматские — два последующих. Причем верхняя часть разреза последнего ритма представлена, по мнению Э. Ю. Саммета и др. (1967 г.), уже карбонатными породами саргаевского горизонта.

В пределах рассматриваемой территории фаунистически охарактеризованные отложения гауйских слоев мощностью 60—75 м установле-

ны только в западной части Псковской области, где они выделяются из общей мощности швентойского горизонта, равной 100—105 м. Аналогичный вещественный состав и ту же мощность швентойский горизонт имеет почти по всему юго-востоку Псковской и южной части Новгородской областей. В последние годы выяснилось (Саммет и др., 1967 г.), что здесь также можно выделить отложения четырех ритмов седиментации, хорошо сопоставимых с ритмами в аналогичных разрезах Прибалтики. При этом по мере движения к северу и северо-востоку наблюдается постепенное сокращение мощности (за счет нижних ритмов) вплоть до полного исчезновения отложений швентойского горизонта в бассейне среднего течения Волхова и Сяси. Это явление связано с существованием перерыва в осадконакоплении на границе среднего и позднего девона. Продолжительность этого перерыва и интенсивность размыва подстилающих среднедевонских отложений возрастали в северном и северо-восточном направлениях. Аналогичное явление наблюдается также на юго-западе Псковской области.

Таким образом, несмотря на недостаточность палеонтологических данных, в швентойском горизонте рассматриваемого региона вполне возможно на основании изучения цикличности и ритмов выделение слоев стратотипического разреза Латвийской ССР (рис. 30).

Полоса выходов швентойского горизонта на поверхность прослеживается в северо-восточном направлении от г. Печоры до среднего течения Волхова и далее от р. Ояти к г. Подпорожью и вдоль р. Свири до Онежского озера. Основные обнажения приурочены к долинам рек Пюсы, Пачковки, Обдех, Люты, Быстрицы, Оредежи, Свири и их притокам, а также к южному побережью Псковского озера (реки Жабоход, Абижа и др.) и берегам озер Врево и Черемецкое.

Швентойский горизонт повсюду залегает на размытой поверхности среднедевонских, а в бассейне Свири — кембрийских и верхнепротерозойских отложений. Мощность его значительно изменяется — от нескольких метров севернее р. Свири и в районе ст. Радофиниково до 90—100 м на юге Новгородской области (район Валдай — Пестово) и у границы с Латвийской ССР.

Опорный разрез, где вскрываются на полную мощность аматские слои (14—17 м), прослеживается в нижнем течении Оредежи близ с. Ям-Тесово. Здесь Л. Б. Рухиным (1946) были выделены старицкие (красноцветные пески) и подснетогорские слои (светло-серые пески). Строение швентойского горизонта по р. Оредежи хорошо выдержано, некоторые слои прослеживаются на протяжении 15—20 км. Граница с нижележащими отложениями старооскольского горизонта здесь резкая, очень неровная, с многочисленными глубокозаходящими «карманами» (до 1,5—2 м), к которым к тому же приурочены скопления хорошо окатанных зерен гравия и гальки кварца, кремня и гранита диаметром до 3—4 см. Выше залегают разнозернистые буровато-красные и желтовато-бурые пески, с косою слоистостью типа руслового аллювия, которые переходят в средне- и мелкозернистые пески со слоистостью, характерной для пойменного аллювия. Примерно в 3—4 м выше подошвы горизонта снова появляются разнозернистые оранжево-бурые косослоистые пески, включающие линзы, состоящие из хорошо окатанного гравия и гальки кварца, кварцита, алевrolита, мергеля диаметром до 2 см и остатков панцирей рыб. Эти пески, знаменующие начало нового (второго аматского) ритма осадконакопления, переходят выше в мелкозернистые буроватые косослоистые пески со слоистостью дельтового типа. Вверх по разрезу они приобретают светло-серую окраску и пологую косую слоистость, характерную для прибрежно-морских осадков. Разрез заканчивается белыми мелкозернистыми песчаниками,

плотно сцементированными доломитовым цементом, или алевроитовыми глинами. По всему разрезу встречаются остатки ихтиофауны *Asterolepis radiata* Rohon, *Laccognatus panderi* Gross, *Panderichthys rhom-*

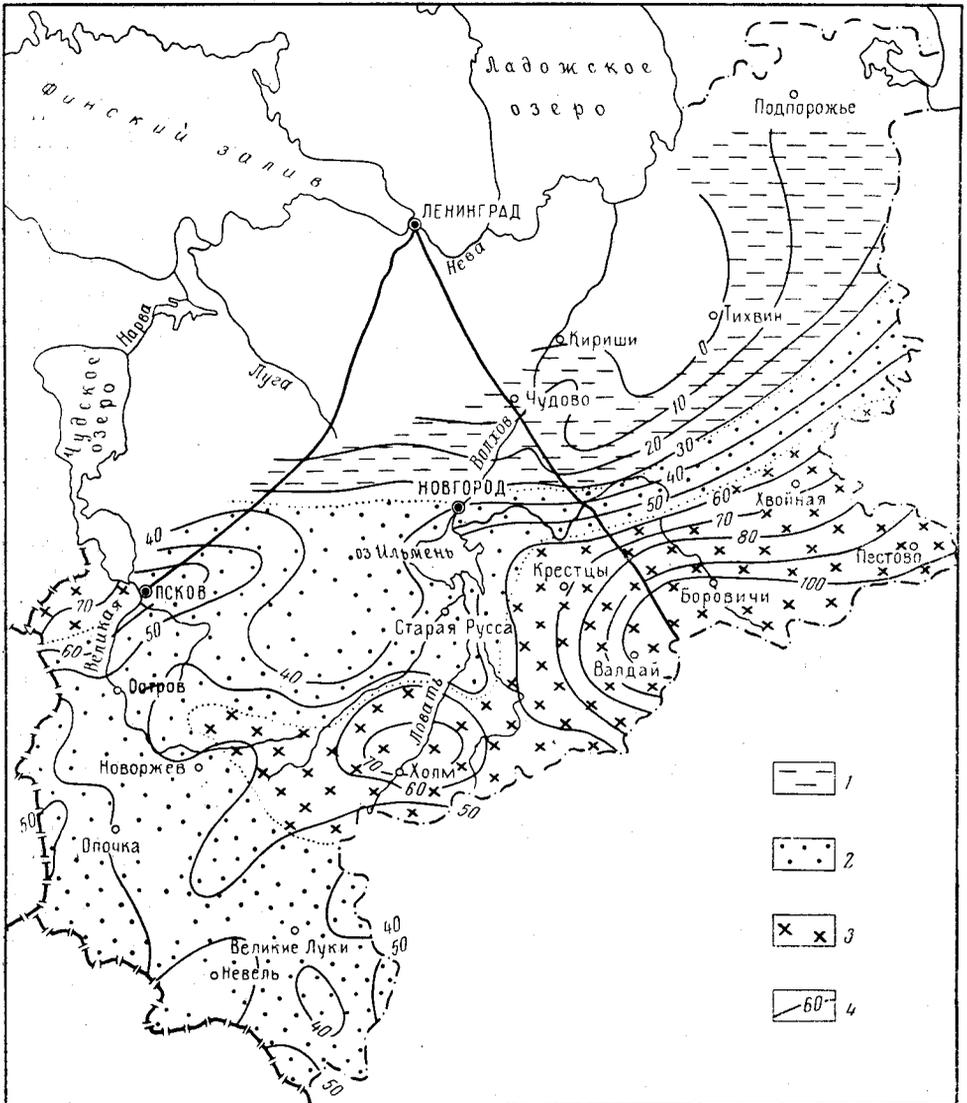


Рис. 30. Схематическая карта распространения и мощности отложений швентойского горизонта. Составила Г. А. Юдина (1967)

Распространение: 1 — аматских слоев, 2 — верхнегаульских слоев под аматскими, 3 — ниже- и верхнегаульских под аматскими; 4 — изопахиты (в м) швентойского горизонта

bolepis Gross и др., характерные для верхней части горизонта — аматских слоев¹.

Аналогичный характер имеет разрез по р. Быстрице (бывшей р. Старице) между озерами Врево и Черемеенецкое, где обнажены только старицкие слои, включающие остатки *Asterolepis radiata* Rohon.

¹ Все определения ихтиофауны даны Э. Ю. Марк-Курик.

Видимая мощность слоев здесь более 8 м. Далее к западу хорошие обнажения швентойских пород встречаются по р. Люте, левому притоку р. Плюсы, где они залегают на фаунистически охарактеризованных отложениях среднего девона. Нижнюю часть разреза мощностью 10—12 м слагают светло- и желтовато-серые разнозернистые косослоистые (типа руслового аллювия) пески, включающие небольшое количество хорошо окатанной гальки кварца, кремня и кварцита, диаметром до 3 см. Пески перекрываются пачкой переслаивающихся буровато-коричневых алевритистых глин и розовато-коричневых песков видимой мощностью до 5—7 м. В породах встречаются неопределимые растительные остатки и остатки ихтиофауны *Glyptolepis* sp., *Psammosteus* sp. Еще выше по разрезу появляются красно-бурые косослоистые пески, типичные для старицких слоев района р. Луги. Весьма характерно для разреза по р. Люте (по данным 26 определений) повсеместное резко повышенное содержание в составе акцессорных минералов алевритовой фракции ставролита (6—13%) при незначительном количестве граната (менее 2%), а также отсутствие барита и апатита, постоянно присутствующих в подстилающих породах. Все эти литологические и минералогические особенности присущи также фаунистически охарактеризованным гауйским слоям в районе г. Печоры и в нижнем течении р. Пиусы. Поэтому можно считать, что в бассейне р. Люты наряду с аматскими развиты также гауйские слои, которые выклиниваются в северо-восточном направлении в бассейне Луги.

Далее к юго-западу от р. Люты выходы швентойского горизонта встречаются вдоль южного побережья Псковского озера и в районе г. Печоры. Здесь по берегам рек Великой, Абижи, Коломенки, Обдех и др. выходят светло-серые пески мощностью до 8 м, подстилающиеся красноватыми песками и глинами (подснегогорские и верхи старицких слоев по Л. Б. Рухину). В песках найдены *Asterolepis radiata* Rohon, *Bothriolepis praecursor* Obg. и др.

В долинах рек Пиусы, Пачковки, Белки и др. вскрываются швентойские отложения мощностью до 50 м, представленные розовато-бурыми и желтовато-серыми песками и слабо сцементированными песчаниками, включающими остатки ихтиофауны *Psammolepis alata* Mark-Kurik, *Asterolepis ornata* Eichw., *Laccognathus panderi* Gross. Эти формы характерны для гауйских слоев. Общая мощность швентойского горизонта этого района достигает, по данным близлежащих скважин, 80—105 м. По литологическим особенностям и остаткам ихтиофауны в разрезе этих скважин выделяются гауйские и аматские слои. Последние отличаются также незначительным (обычно менее 0,5%) содержанием в составе акцессорных минералов алевритовой фракции граната и ставролита. В основании гауйских слоев обычно наблюдаются разнозернистые пески с галькой кварца и кристаллических пород, залегающие на песчано-глинистой толще буртнекских слоев живетского яруса. Наиболее полные разрезы швентойского горизонта на западе Псковской области состоят из четырех седиментационных ритмов терригенных пород. Каждый ритм начинается пестроцветными песками и песчаниками и заканчивается пачкой переслаивающихся глин, алевролитов и песчаников. При этом мощность пачек переслаивания увеличивается вверх по разрезу от 3—8 м в нижнем ритме до 10—12 м в верхнем, четвертом, ритме.

Наряду с изменениями в гранулометрическом составе пород, ближе к границам ритмов приурочены изменения в количественном содержании ряда акцессорных минералов (гранат, ставролит, дистен, апатит и др.). По аналогии с фаунистически охарактеризованными разрезами Прибалтики указанные ритмы, выделенные в западной части Псковской

области, вполне можно сопоставлять с ритмами гауьских и аматских слоев.

На юге Псковской области (скважины Невельская, 1-Кунья, 2-Прискуха, 34-Кошелево) в основании толщи, относимой к швентойскому горизонту, наблюдается слой (мощностью 0,8 м) разнозернистого песка, с хорошо окатанной галькой кварца, песчаников и мергелей и обломками панцирей рыб *Asterolepis* sp., *Bothriolepis* sp. и др. Разрез швентойского горизонта, характерный для этого района, вскрыт скв. 1-Кунья. Здесь под доломитами саргаевского горизонта (Ю. И. Гречко, И. И. Элер 1964 г.), залегают:

- 280,7—288,5 м. Глина песчаная, голубовато-серая, с прослойками (1—1,5 см) песчаника с остатками рыб *Bothriolepis* sp.
- 288,5—308,4 м. Песок мелкозернистый, серовато-желтый, кварцевый, с глинистыми прослойками в верхней части слоя.
- 308,4—310,0 м. Песок мелкозернистый, серовато-желтый, со слабо окатанными зернами гравия кварца, песчаника и доломита диаметром до 2—3 мм.
- 310,0—318,1 м. Песок мелкозернистый, пылеватый, желтовато-серый.
- 318,1—318,55 м. Глина мергелевидная, коричнево-красная.
- 318,55—328,0 м. Песок мелкозернистый, оранжево-желтый, кварцевый, с гравием и галькой кварца, песчаника и карбонатных пород, диаметром до 2 см, в основании слоя.

Ниже залегают светло-серые пылеватые пески с прослоями глин старооскольского горизонта.

По гранулометрическому и минеральному составу здесь намечается три ритма осадконакопления, из которых верхние два (280,7—288,5 м и 288,5—310,0 м) можно сопоставить с аматскими слоями.

Наиболее полные и мощные (90—110 м) разрезы швентойского горизонта наблюдаются на территории юго-востока Новгородской области (скважины Валдайская, Пестовская и др.), где в отложениях выделяется до четырех ритмов. Каждый ритм, мощностью 12—32 м, в этом районе начинается косослоистыми песками и песчаниками со слоистостью аллювиального типа. Выше по разрезу появляются песчано-алевритовые породы с линзами и прослоями глин, имеющие нередко тонкую косую слоистость, дельтового или прибрежно-морского характера. Последний, четвертый, ритм завершается светло-серыми песками или пестроцветными глинами, переходящими в карбонатные породы саргаевского горизонта.

В северной части Новгородской области наблюдается быстрое уменьшение мощности швентойских отложений до полного выклинивания их на юго-востоке Ленинградской области (скважины 5836-Дьми, 21-Крапивно и др.). Это явилось следствием повышения в этом районе рельефа додевонской поверхности.

В бассейне р. Вишеры расчленение маломощной (менее 20 м) песчано-глинистой толщи старооскольских и швентойских отложений ввиду отсутствия характерных органических остатков практически невозможно. Поэтому условно нижняя граница швентойского горизонта здесь проводится (Саммет и др., 1967 г.) по резкому увеличению (в 2—3 раза) граната и других акцессорных минералов, происходящему на уровне 0,6—6 м ниже подошвы фаунистически охарактеризованного саргаевского горизонта (скв. 14-Зеленщина и др.).

На значительной восточной части Ленинградской области швентойские отложения отсутствуют. Они появляются вновь в бассейне Свири. Здесь в основании горизонта залегают базальный конгломерат, представленный крупнопесчаными и гравийными кварцевыми зернами, сцементированными карбонатно-глинистым цементом; мощность до 1,5 м. Выше лежат желтоватые и красновато-коричневые пески и песчаники с прослоями голубовато-серых, фиолетовых и коричневатых алевроли-

тов и глин мощностью от 0,2 до 30 м. Швентойский возраст отложений определяется по находкам характерных форм для аматских слоев Прибалтики: *Asterolepis radiata* Rohon, *Bothriolepis prima* Gross, *B. obrutschewi* Gross, *Karelosteus weberi* Obr.¹. В нижней части горизонта, соответствующей гауйским слоям, наряду с представителями франской ихтиофауны встречаются также единичные формы, характерные для среднего девона — *Homacantus gracilis* Ag., *Haplacantus marginalis* Ag., *Devononchus concinnus* Gross, *Dipterus* sp.

В отложениях, относимых к аматским слоям, наряду с приведенными выше формами ихтиофауны найдены также *Bothriolepis obrutschewi* Gross, *Eusthenopteron säve-söderberghi* Jarvik, *Panderichthys rhombolepis* (Gross), *Psammosteus praecursor* Obr., *Psammosteus tessellatus* (Преобр.), *P. undulata* Ag.,

Саргаевский горизонт. К аналогам саргаевского горизонта относятся объединенные снетогорские, псковские и чудовские слои схемы Р. Ф. Геккера и Д. В. Обручева (Обручев, 1930; Геккер, Обручев и др., 1932), выделяющиеся биостратиграфически по присутствию *Ladogia meyendorffii* Verh.

Снетогорские слои (D_{3sn}) выделены Д. В. Обручевым в 1930 г. по обнажениям у д. Снятной Горы на правом берегу р. Великой, в 9 км ниже г. Пскова. Они соответствуют городищенским слоям, описанным Г. Беккером (1924) в районе Изборска.

Отложения снетогорских слоев отражают один из первых этапов развития псковско-чудовской трансгрессии на северо-западе Русской платформы, когда в краевой зоне наступавшего моря образовались условия, близкие к лагунным. Особенно хорошо эти условия отражены в западной части региона. Здесь толща снетогорских слоев характеризуется специфической литологией и пользуется значительным развитием. Восточнее р. Волхова и оз. Ильмень снетогорские слои нередко по вещественному составу и остаткам фауны не отличаются от перекрывающих псковских слоев и их выделение носит условный характер.

Нижняя граница снетогорских слоев обычно четко проводится по подошве зеленовато-серых крепких мергелей и доломитов, согласно залегающих на песчаных отложениях швентойского горизонта.

Верхняя граница снетогорских слоев в описываемом регионе проводится по смене первичных доломитов пятнистыми доломитизированными известняками мелкой конгломератовидной текстуры, содержащими большое количество остатков брахиопод *Atrypa velikaya* Naï. и др. Аналогичный характер верхней границы наблюдается на большей части территории распространения снетогорских слоев. Только в бассейне нижнего течения Шелони и в верховьях Волхова граница между снетогорскими и псковскими слоями проводится по смене серых первичных доломитов темно-серыми кавернозными (эпитенетическими) доломитами.

Краткая характеристика стратотипического разреза Снятной Горы, впервые приведенная Д. В. Обручевым (Геккер, Обручев и др., 1932), с дополнениями, сделанными на основании результатов химических и микроскопических исследований пород (Саммет и др., 1967 г.) приводится ниже (сверху вниз):

- | | |
|---|-------------|
| 1. Доломит микрокристаллический, брекчиевидной текстуры, серый с фиолетовыми пятнами | 0,08—0,10 м |
| 2. Доломит микрокристаллический, глинистый, серый с зеленоватым оттенком, с фиолетово-бурыми пятнами и следами жизнедеятельности червей | 0,40 „ |

¹ По устному сообщению А. М. Оганесовой (СЗТГУ) в обнажениях по р. Свири найдена также *Asterolepis ornata* Eichw., руководящая форма для гауйских слоев.

- | | |
|--|--------|
| 3. Глина известковистая, неяснотонкоплитчатая, послойно окрашенная в буровато-фиолетовый и буровато-серый цвета | 0,20 м |
| 4. Доломит мелкокристаллический, в нижней части слоя глинистый, серый с бурными пятнами, с желваками водорослей <i>Pycnostroma</i> sp., а также брахиоподами <i>Camarotoechia</i> cf. <i>aldoga</i> Nal., <i>C. ex gr. livonica</i> Buch., <i>Mucrospirifer muralis</i> (Vern), <i>Spirorbis</i> sp., <i>Coccosteus</i> sp. | 0,20 „ |
| 5. Мергель доломитовый, зеленовато-серый с фиолетовыми пятнами, мелкоплитчатый, к подошве слоя переходит в плотную мергелистую глину | 0,43 „ |
| 6. Мергель доломитовый, неясноплитчатый, темно-зеленовато-серый с фиолетовыми пятнами | 0,25 „ |
| 7. Мергель доломитовый, массивный, с вертикальной столбчатой отдельностью, зеленовато-серый с фиолетовыми пятнами, ориентированными в горизонтальном направлении. Верхняя граница слоя ясная | 0,55 „ |
| 8. Мергель доломитовый, со сферондальным изломом, зеленовато-серый с фиолетовыми пятнами, тонкоплитчатый | 0,30 „ |
| 9. Доломит микрокристаллический, местами пористый, неясномелкогоризонтально слоистый за счет глинистых прослоев, зеленовато-серый с желтоватым оттенком, с фиолетовыми пятнами | 0,50 „ |
| 10. Доломит микрокристаллический, светло-серый с отдельными тусклыми фиолетовыми пятнами. Встречаются редкие фаунистические остатки плохой сохранности | 0,45 „ |
| 11. Доломит микрокристаллический, переходящий в доломитовый мергель, зеленовато-серый с фиолетовыми пятнами | 0,23 „ |
| 12. Доломит микрокристаллический, серый с фиолетовыми пятнами и полосами, со слабо выраженной плитчатостью через 4—10 см. Встречается <i>Camarotoechia</i> ex gr. <i>livonica</i> Buch. | 0,40 „ |
| 13. Доломит микрокристаллический, мергелистый, серый с фиолетовым оттенком, встречаются отдельные черные пятна органического происхождения | 0,20 „ |
| 14. Доломит микрокристаллический, неравномерно кавернозный в верхней части, серый со слабым фиолетовым оттенком и с фиолетовыми пятнами | 0,30 „ |
| 15. Мергель доломитовый, серый с пятнами фиолетового цвета | 0,15 „ |
| 16. Доломит микрокристаллический, неясноплитчатый, с многочисленными фиолетовыми полосами | 0,15 „ |
| 17. Доломит микрокристаллический, плитчатый, мергелистый, переходящий в доломитовый мергель, серый с зеленоватым оттенком, с фиолетовыми пятнами | 0,50 „ |
| 18. Доломит мелкокристаллический, плитчатый, мергелистый, зеленовато-серый со значительным количеством буровато-фиолетовых полос и пятен — это придает породе пестроцветный характер. С большим количеством обломков панцирей <i>Bothriolepis</i> sp., <i>Coccosteus</i> sp. | 0,60 „ |
| 19. Мергель глинистый, листовато-тонкоплитчатый, с редкой фауной | 0,07 „ |
| 20. Доломит мелкокристаллический, плотный, неясноплитчатый, зеленовато-серый с тусклыми фиолетовыми полосами. Участками доломит переходит в мергелистый доломит | 0,40 „ |
| 21. Доломит мелкокристаллический, в верхней части — мергелистый, крепкий, в нижней части — пористый, кавернозный, с тусклыми пятнами. В верхней части слоя встречаются редкие фаунистические остатки | 0,50 „ |
| 22. Доломит мелкокристаллический, ноздреватый, зеленовато-светло-серый, участками с фиолетовым оттенком. Нижняя часть слоя (0,15 м) песчанистая, с большим количеством фиолетово-бурых пятен. Верхняя часть слоя более однородная, с большим количеством друз кальцита. Встречаются филлоподы <i>Estheria vulgaris</i> Lutk., рыбы <i>Bothriolepis cellulosa</i> R a n d., <i>Coccosteus</i> sp. и другие точно неопределимые остатки ихтиофауны | 0,60 „ |
| 23. Доломит мелкокристаллический, песчанистый, зеленовато-светло-серый. Встречаются <i>Lyriopecten</i> sp., <i>Avicula</i> sp. и др. | 0,08 „ |

Общая мощность снетогорских слоев в стратотипическом разрезе составляет 7,55 м. Несколько южнее, в центральной части Псковской области (скважины 4-Горшихино, Порховская, Черская и др.), снетогорские слои имеют мощность 9—13 м и сложены чередующимися слоями серых с фиолетовыми и зеленоватыми пятнами кавернозных доломитов и мергелей. Судя по микроскопическому изучению и химическим анализам доломитов, они повсеместно являются первичными.

На юге Псковской области (скв. 1-Кунья и др.) снетогорская толща почти целиком сложена серыми и темно-серыми песчанистыми доломитами мощностью от 3 до 12 м, содержащими в тонких глинистых

прослойках остатки брахиопод *Lingula* sp. рыб *Moythomasia perforata* (Gross) и гириноиды *Sycidium* ex gr. *melo* Sandb. (Гречко, Элер и др., 1964 г.). В северо-восточном направлении от этих районов, на юге Новгородской области, в породах снетогорских слоев увеличивается примесь терригенного материала и постепенно исчезают их отличительные особенности от вышележащих псковских слоев (скважины Валдайская, Крестецкая, 14-Зеленщина и др.). Наряду с этим на территории Новгородской области в подошве снетогорских отложений появляются остракоды и брахиоподы, характерные уже для псковских слоев. По этой причине граница между ними здесь выделяется зачастую условно (рис. 31).

В бассейне р. Сяси к снетогорским слоям относят песчаники с доломитовым цементом, с прослоями глин мощностью от 3 до 6 м, содержащие остатки ихтиофауны *Bothriolepis panderi* Lah., *Psammosteus maeandrinus* Ag., *P. asper* Obg., *P. cuneatus* Obg., *Bothriolepis cellulosa* Pand., *Plourdosteus mironovi* Obg. У д. Юхново они залегают на ордовикских известняках.

На р. Ояти в известном обнажении у бывшей д. Вачукинцы (Геккер, Обручев и др., 1932) снетогорская ихтиофауна встречается совместно с остатками пелеципод, характерных для псковских слоев. То же самое наблюдалось в верхнем течении р. Паши в разрезе скв. 4-Палуя.

Как видно из описания конкретных разрезов, фаунистическими остатками снетогорские слои бедны. Кроме остатков рыб и филлопод, найдены (Геккер и др., 1941; Заспелова, 1959) гастроподы *Elasmoneta rotundum* Whidb., *Pleurotomaria wenjukovi* Nal., брахиоподы *Camarotoechia aldoga* Nal., *C.* ex gr. *livonica* Buch., *Atrypa reticulari* Vern., *Lingula* sp., остракоды *Cavellinella reticulata* Zasp., *Cavellina batalinae* Zasp., *Milanovskya ventrocrinata* Zasp., *Limbatula benevoensis* Zasp., *Acratia* sp. и др.

Псковские слои (D_{3ps}) выделены Д. В. Обручевым в разрезе р. Великой у г. Пскова (Обручев, 1930). Полоса их выходов прослеживается от границы с Эстонской ССР — на западе через города Псков, Сольцы, Чудово, ст. Будогощь к рекам Сяси, Паши, Ояти и далее на северо-восток к верховьям р. Свири. Естественные обнажения известны юго-западнее г. Печоры, у пос. Старый Изборск (в долинах рек Смолки и Коломенки), в нижнем течении Великой, по рекам Ситне и Мшаге, в верхнем течении Луги, по р. Волхову (у ст. Гостинополье и выше по течению) и в нижнем течении Сяси (у деревень Хвалово, Монцево), Паши и Ояти. Кроме того, отложения вскрыты многочисленными скважинами и в карьерах каменоломен (вокруг г. Пскова — у деревень Теребонижье, Большая Горушка, Гостилице, Харлапково и др.).

В стратотипическом разрезе р. Великой у г. Пскова слои мощностью около 11,5 м представлены в нижней части темно-серыми с фиолетовыми пятнами доломитами, переходящими в неравномерно доломитизированные серые с бурыми и фиолетовыми пятнами известняки, с прослоями известняков-ракушечников и пестроокрашенных мергелевидных глин. Сводный разрез р. Великой, составленный по обнажениям, карьерам и буровым скважинам (Саммет и др., 1967 г.), представляется следующим (сверху вниз):

1. Известняк-ракушечник, серый, с фауной *Mucrospirifer muralis* (Vern.), *Camarotoechia pskovensis* Nal., *Irboskites fixatus* Bekk., *Ladogia meyndorfii* Vern., *Avicula inostranzevi*, *Ontaria syasi* B. Nal., *Ptyctodus obliquus* Pand. и др. 0,02 м
2. Глина известковая, зеленовато-серая, с прослоями известняка 0,07 „
3. Известняк-ракушечник желтовато-серый. Встречаются *Atrypa velikaya* Nal., *Mucrospirifer muralis* (Vern.), *Camarotoechia pskovensis* Nal., *Irboskites fixatus* Bekk., *Schizophoria tulliensis* Van. 0,05 „

- 4. Глина известковистая, плотная, зеленовато-серая 0,02 м
- 5. Известняк глинистый, желтовато-серый, с большим количеством прослоев и линз ракушечника, содержащих *Atrypa velikaya* NaI., *Microspirifer muralis* (Verp.) и другие виды, перечисленные в слоях 1 и 3 0,05 „

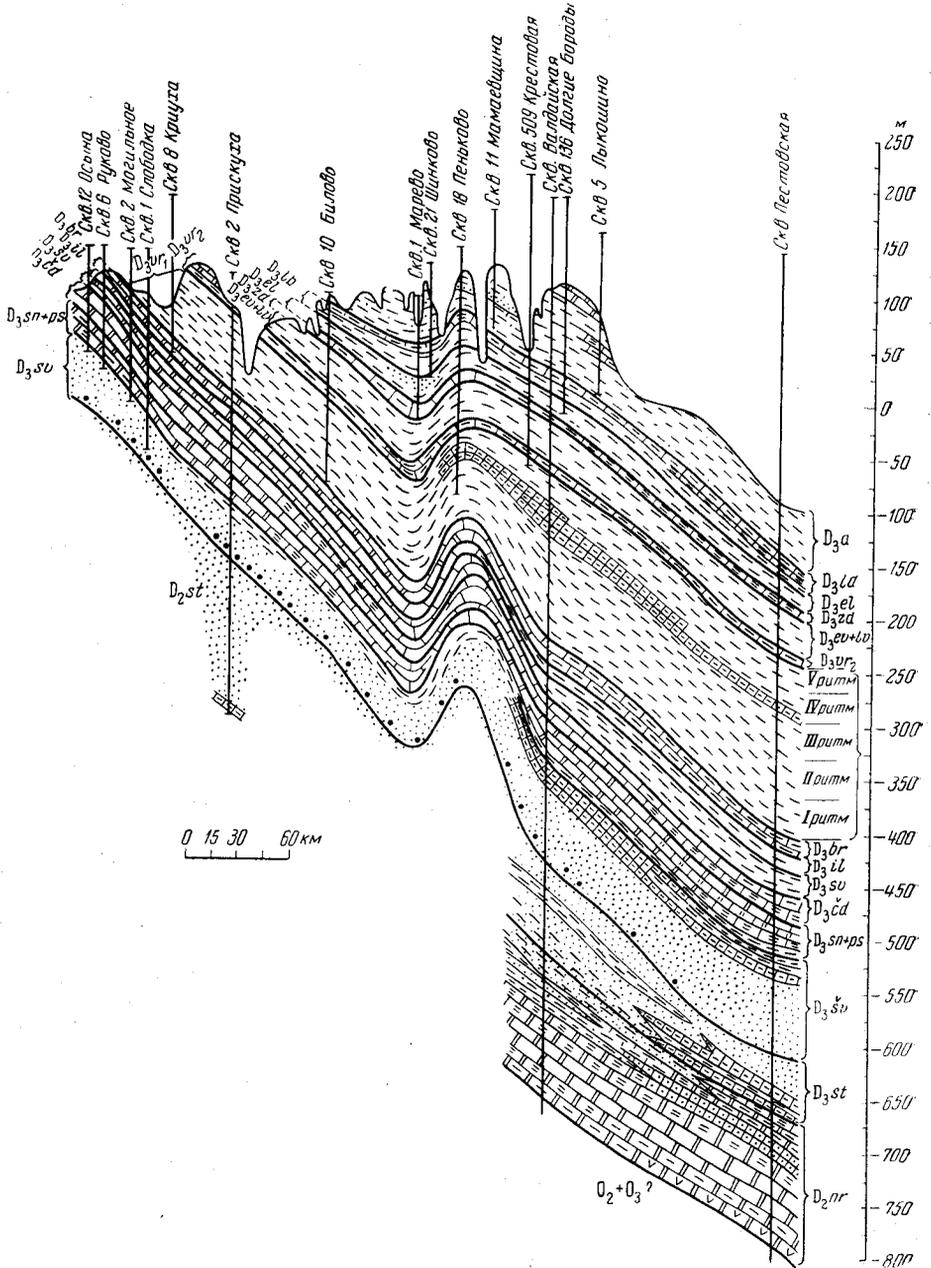


Рис. 31. Литолого-стратиграфический профиль девонских отложений через южную часть территории Псковской и Новгородской областей по линии II—II. Составил Э. Ю. Саммет (1969 г.)

- 6. Известняк глинистый, желтовато-серый 0,08 „
- 7. Известняк микрокристаллический, слабо доломитизированный, светло-серый с тусклыми желтоватыми пятнами, с раковистым изломом. В нижней части слоя — прослой (2—5 см) пестроокрашенного в серый и крас-

- но-бурый цвет мергеля с *Atrypa velikaya* Nal., *Gomphoceras scapus* Wen.
8. Известняк микрокристаллический, слабо доломитизированный, с редкими мелкими кавернами, желтовато-серый со светло-серыми пятнами и фиолетово-бурыми разводами, в нижней части слоя глинистый 1,90 м
 9. Известняк микрокристаллический, доломитизированный, серый со слабым желтоватым оттенком, в верхней части слоя слабопятнистый, неясно-плитчатый 1,15 „
 10. Известняк мелкокристаллический, плотный, с тонкими примазками зеленоватой глины, мелкоплитчатый, светло-серый, с фауной *Mucrospirifer muralis* (Ver n.), *Ladogia meyerdorfii* Ver n., *Schizophoria tulliensis* Van., *Elytha fimbriata* Conr., *Bellerophon* sp. 0,95 „
 11. Известняк-ракушечник, глинистый; содержит *Mucrospirifer muralis* (Ver n.), *Ladogia meyerdorfii* Ver n., *Schizophoria tulliensis* Van., *Anatrypa micans* Buch., *Atrypa tenuisulcata* Wen., *Anatrypa monzewi* Nal. и др. 0,45 „
 12. Глина известковистая, участками мергелевидная, пестроокрашенная в зеленые, охристые и красно-бурые тона 0,03 „
 13. Известняк микрокристаллический, доломитизированный, крепкий, серый с фиолетовым оттенком, мелкоплитчатый, с *Irboskites fixatus* Bekk. 0,50 „
 14. Известняк микрокристаллический, доломитизированный, серый со светло-серыми пятнами, очень крепкий, с редкими строматопорами и брахиоподами *Mucrospirifer muralis* (Ver n.), *Ladogia meyerdorfii* Ver n., *Elytha fimbriata* Conr. 0,25 „
 15. Известняк сильно доломитизированный, участками мелкообломочный — конгломератовидный, светло-серый, с фиолетово-бурыми пятнами; с редкими строматопорами 0,60 „
 16. Известняк сильно доломитизированный с большим количеством стержней водорослей и строматопор (преимущественно в верхней части слоя), а также *Atrypa tenuisulcata* Wen., *Gerronostroma* cf. *batschatense* Yav., *Stromatopora* sp., *Platyschisma* sp., *Ptyctodus obliquus* Rapd. и др. 0,45 „
 17. Известняк мелко- и микрокристаллический, неравномерно доломитизированный, серый со светло-серыми пятнами, с бурыми и фиолетовыми полосами и разводами. У нижней границы слоя — прослой глинистого пестроокрашенного, мелкоконгломератовидного известняка с остатками брахиопод *Atrypa velikaya* Nal., *Mucrospirifer muralis* (Ver n.), *Irboskites fixatus* Bekk. и др. 0,50 „
 18. Известняк мелкокристаллический, крепкий, светло-серый с редкими буроватыми пятнами, с тонким прослойком зеленоватой глины. В нижней части слоя известняк органогенно-детритовый. Встречаются *Mucrospirifer muralis* (Ver n.), *Ladogia meyerdorfii* Ver n., *Schizophoria tulliensis* Van., *Avicula inostranzevi* Wen., *Ontaria syasi* B. Nal., *Parallelopora* sp., *Spirorbis* sp., *Euomphalus* sp., *Naticopsis* sp. и др. 1,15 „
 19. Известняк микрокристаллический, крепкий, слабо доломитизированный, с глинистыми примазками, зеленовато-серый со *Spirorbis omphalodes* Goldf. и др. 6,40 „
 20. Доломит микрокристаллический, плотный, крепкий, в средней части слоя слабомергелистый, серый и темно-серый с фиолетово-бурыми полосами и пятнами. Встречаются *Anatrypa micans* Buch., *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch., *Mucrospirifer muralis* (Ver n.), *Elytha fimbriata* Conr., *Caulerpietes pennatus* Eichw., *Pleurotomaria* sp. и др. 0,10 „

Разрез псковских слоев не отличается постоянством слагающих типов пород и мощности. Так, к западу от р. Великой (в бассейне р. Кудеб) мощность их увеличивается до 20—23 м. В районе Изборска сводный разрез псковских слоев (А. Н. Александрова, 1945 г.; Э. Ю. Саммет и др., 1967 г.) может быть разделен на три части. Нижняя часть, мощностью 5—7 м, представлена серыми и темно-серыми микрокристаллическими мергелевидными известняками и мергелями, местами с тонкими прослойками глин, которые заключают *Anatrypa micans* Buch., *Elytha fimbriata* Conr., *Gypidula biplicata* Schn., *Schizophoria striatula* Schl. и др. В основании средней части разреза наблюдается слой мергелевидной глины (2,5—3 м), на которой залегают доломитизированные серые и светло-серые известняки мощностью 2—5 м, включающие значительное количество строматопор *Stromatopora* cf. *microlaminata* Rib., *Gerronostroma batschatense* Yav., местами переслаивающихся с водорослями. Встречаются также *Anatrypa*

heckeri Nal., *Mucrospirifer muralis* (Vern.), *Naticopsis* cf. *biligera* (Sandb.), *Cyrtoceras* cf. *depressum* Goldf. и др.

Верхнюю часть разреза мощностью до 10—11 м слагают неравномерно доломитизированные пятнистые серые и буровато-серые известняки, обогащенные органическим детритом. В кровле слоев наблюдается переслаивание известняков и зеленовато-серых известковистых глин. Многочисленные органические остатки представлены *Atrypa* cf. *tenuisulcata* Wen., *A. velikaya* Nal., *Schizodus devonicus* Verp., *Spirorbis omphalodes* Goldf. и др.

В южной части Псковской области (скважины 15-Большая Пожня, 2-Прискуха и др.) мощность псковских слоев изменяется от 14 до 24 м. Здесь для них характерно постепенное увеличение доломитизации пород и исчезновение глинисто-мергелистых прослоев. В результате вторичной доломитизации фаунистические остатки нередко перекристаллизованы или выщелочены. Здесь найдены *Mucrospirifer muralis* (Vern.), *Atrypa velikaya* Nal., *A. ex gr. richthofeni* Keys., *Ladogia meyndorfii* Verp., *Productella sericea* Buch., *Anatrypa micans* Buch. и др.

К северо-востоку от г. Пскова в породах псковских слоев происходит постепенное увеличение содержания терригенного материала. Так, в бассейне Луги и Шелони (Шмаенок и др., 1967 г.), где мощность их составляет 17—20 м, разрез представлен чередованием мергелей и глин с прослоями доломитизированных известняков и доломитов. Характерной для этих пород является зеленоватая и фиолетовая окраска. В районе же г. Чудово псковские слои состоят из неравномерно глинистых известняков с прослоями алевролитов глин и песчаных мергелей мощностью до 20 м. Встреченные в них фаунистические остатки (в основном брахиоподы) почти не отличаются от таковых снетогорских слоев: *Camarotoechia pskovensis* Nal., *Ladogia meyndorfii* Vern., *Anatrypa micans* Buch., *Mucrospirifer muralis* (Vern.) и остракоды *Acratia longa* Zasp., *A. spinulata* Zasp., *Cavellina batalina* var. *suchlovensis* Zasp., *C. reticularis* Zasp. и др. (В. А. Селиванова, 1963 г.).

Еще дальше, к северо-востоку, в нижнем течении р. Яси псковские слои, по данным В. А. Селивановой (1966 г.), имеют мощность от 14,5 до 22,5 м. Они сложены в основном зеленовато-серыми пятнистыми глинами с тонкими прослоями известняков и мергелей. Встречаются прослой известковистых алевролитов и алевролитов. Довольно отчетливо разрез расчленяется на две части — нижнюю, со значительным участием карбонатных пород, и верхнюю — преимущественно глинистую с тонкими прослойками (менее 3 см) известняка-ракушечника и мергеля. В породах встречаются многочисленные фаунистические остатки *Ladogia meyndorfii* Vern., *A. velikaya* Nal., *A. tenuisulcata* Wen., *Anatrypa micans* Buch., *Chonetipustula ilmenica* Nal., *Elytha fimbriata* Conr., *Psammosteus maeandrinus* Ag., *Bothriolepis panderi* Lah., *Acratia pskovensis* Zasp., *A. longa* Zasp. и др.

В разрезах на р. Паши терригенный состав пород приобретает уже господствующее значение. Здесь наблюдаются пестроокрашенные глины с тонкими прослоями песков и песчаников, и только в нижней части слоев имеются маломощные (0,2—0,5 м) прослой песчано-глинистого известняка, в котором содержатся *Anatrypa micans* Buch., *Mucrospirifer muralis* (Vern.), *Anathyris* cf. *monzevi* Nal., *Elytha fimbriata* Conr., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schl. и др. Мощность псковских слоев здесь непостоянна и составляет 12—20 м.

К северо-востоку от р. Паши выходы псковских слоев известны по р. Ояти близ бывшей д. Вачукинцы. Здесь нерасчлененные снетогорско-псковские слои мощностью около 10 м представлены зеленовато-серыми и охристо-бурыми алевролитами с карбонатным цементом, алевролитами

и глинами, с остатками рыб *Plourdosteus mironovi* Обр., *Bothriolepis panderi* Обр., *Moythomasia perforata* (Gross) и беспозвоночных *Camarotoechia aldoga* Nal., *Mucrospirifer muralis* (Vern.), *Aviculopecten* (*Lyriopecten*) *ingriae* Vern., *Spirorbis omphalodes* Goldf. и др.

На крайнем северо-востоке Ленинградской области в бассейне верхнего течения Свири мощность отложений, отнесенных к псковским слоям, составляет около 15 м (Оганесова, 1968 г., 1968). Они представлены красно-бурыми, фиолетовыми и зеленовато-серыми плотными глинами и алевролитами с редкими *Mucrospirifer muralis* (Vern.). Принадлежность этих отложений к псковским слоям, кроме наличия указанной формы, обосновывается также общностью минерального состава пород с фаунистически охарактеризованными псковскими слоями из близко расположенных разрезов по р. Ояти и близ пос. Шугозера (скв. 4-Палуя).

В бассейне верхнего течения Свири и Ояти не всегда возможно выделение псковских слоев в толще терригенных пестроцветных отложений саргаевского возраста, отличающихся бедностью фаунистическими остатками. В этой толще найдены *Acratia accurata* Zasp., *Tentaculites tenuicinctus* Roem., *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch., *Atrypa velikaya* Nal., *Lamellispirifer muralis* (Vern.), *Bothriolepis cellulosa* Pand., *B. panderi* Lah. и др. (А. М. Оганесова, 1968 г.).

В юго-восточной части Ленинградской области, в районе р. Тихвинки — Шугозера, где псковские слои не отличаются от снетогорских, они приобретают облик, характерный для более западных районов (рис. 32). При этом происходит увеличение их мощности до 25—30 м (скважины 4-Палуя, 5836-Дыми). В скв. 4-Палуя псковские слои представлены в нижней части глинистыми известняками, зеленовато-серыми, с фиолетовыми и буроватыми пятнами, а в верхней — переслаивающимися известняками и мергелями, с многочисленными фаунистическими остатками. Некоторые формы характерны также для отложений Центрального девонского поля. Наиболее часты *Anathyris monzevi* Nal., *Ladogia meyndorfii* Vern., *Irboskites fixatus* Bekk., *Camarotoechia pskovensis* Nal., *Amphissites irinae* Gleb. et Zasp., *Bairdia tokmovoensis* Egor., *Acratia ivanovoensis* Egor., *Acratia petiniana* Egor., *A. hvorostaniensis* Egor., *Indivisia latiformis* Zasp., *Gravia fabra* Zasp., *Milanovskya bicornis* Gleb. et Zasp.

На северо-западном склоне Московской синеклизы наблюдается увеличение карбонатности псковских слоев и возрастание их мощности до 30 м. В разрезе Валдайской опорной скважины (Моисеенко, Александрова, 1963) псковские слои (гл. 496,00—523,20 м) представлены известняками, неравномерно глинистыми и доломитизированными, включающими *Atrypa tenuisulcata* Wen., *Mucrospirifer* cf. *muralis* (Vern.), *Cavellina batalinae* Zasp., *Cavellinella subparallela* Zasp., *Acratia pskovensis* Zasp. и др.

В разрезе Пестовской опорной скважины (Станкевич, 1961) снетогорско-псковский комплекс слоев мощностью 35,7 м сложен известняками с прослоями мергелей. Фаунистические остатки представлены брахиоподами *Mucrospirifer muralis* (Vern.), и остракодами *Acratia gibba* Gleb. et Zasp., *A. spinulata* Zasp., *A. vastigata* Zasp. и др.

На всей территории распространения псковских слоев, за исключением крайнего северо-востока Ленинградской области, встречены остатки фауны, из которых (кроме вышеприведенных форм) характерны: *Avicula* (*Leptodesma*) *billingsi* Hall, *Leda indeterminata* Wen. var. *brevis* B. Nal., *Macrodon elytrus* Wen., *Mytilarca uncinata* Eichw., *Naticopsis strigata* (Pacht), *Porcellia armata* Vern., *Buregia zolnienensis* Zasp., *Nodella wibitiensis* Zasp., *Umbella bella* Masl. и др.

Чудовские слои ($D_3\check{c}d$) выделены Р. Ф. Геккером в 1930 г. у г. Чудово в обнажениях на р. Керести и в карьерах каменоломен. В настоящее время в состав чудовских слоев включена также нижняя часть шелонских слоев схемы Р. Ф. Геккера (1930), так называемые дубниковские слои (Геккер, 1964; Тихомиров, 1967).

Выходы чудовских слоев прослеживаются по долинам рек Кудеб, Великой, Шелони, Мшаге, Керести, Сяси, Паше, Ояти, Свири и др. Не-

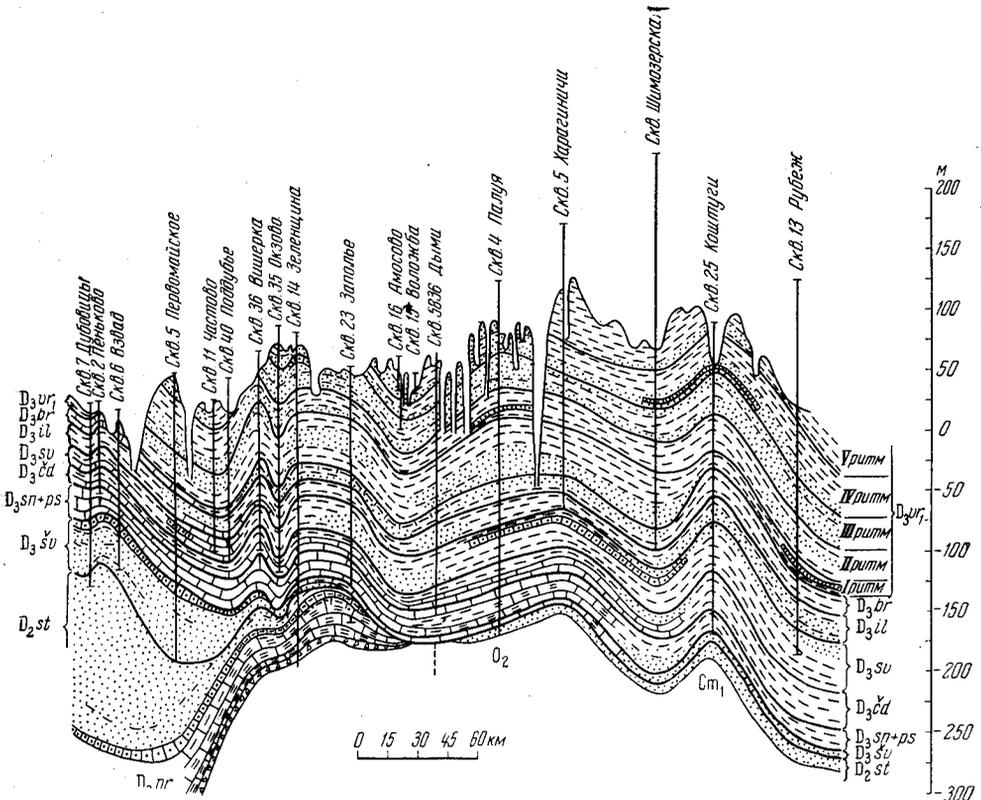


Рис. 32. Литолого-стратиграфический профиль девонских отложений от оз. Ильмень до Онежского озера по линии III—III. Составил Э. Ю. Саммет (1969 г.)

посредственно под четвертичными отложениями они вскрыты скважинами также в юго-западной части Псковской области (в районе г. Себежа).

В бассейне Великой и Шелони разрез чудовских слоев состоит из двух частей: нижней, представленной морскими, и верхней, сложенной лагунными фациями. На остальной территории рассматриваемого региона лагунные фации чудовских слоев отсутствуют.

На востоке Ленинградской и Новгородской областей чудовские слои представлены толщей прибрежно-морских пестроцветных, неравномерно-карбонатных глин, алевролитов и песчаников с карбонатным цементом. В составе толщи выделяются трансгрессивная и регрессивная серии осадков. На юге Псковской области чудовские слои сложены почти однородной толщей карбонатных пород (доломитов), в которой выделение регрессивной серии осадков является весьма затруднительным.

Почти повсеместно нижняя часть разреза чудовских слоев по составу слагающих ее пород весьма близка к псковским слоям, граница

с которыми отбивается большей частью по появлению руководящих форм брахиопод *Camarotoechia tschudovi* Na l., *Cyrtospirifer tschudovi* Na l., и *Anatrypa heckeri* Na l. В восточной и юго-восточной частях территории, где руководящие органические остатки редки или отсутствуют, нижняя граница чудовских слоев проводится в значительной мере условно — по литологическим признакам. На западе рассматриваемого региона чудовские известняки и доломиты ложатся на мергели или карбонатные глины, венчающие разрез псковских слоев. Для известняков чудовских слоев более характерна узловатая, конгломератовидная текстура, что отличает их от нижележащих псковских слоев, которым наиболее свойственна линзовидная текстура, обусловленная глинистым составом карбонатных пород. Эти текстурные особенности и частичное обновление комплекса фауны позволяет рассматривать чудовские слои в качестве самостоятельного седиментационного ритма.

В разрезе на р. Керести (левый приток р. Волхова) у г. Чудово отложения морской фации чудовских слоев мощностью около 12 м представлены чередующимися слоями (мощностью 0,05—1,60 м) зеленовато-серых с фиолетовыми пятнами и светло-серых глинистых известняков, зеленовато-серых мергелей и ракушечников. Ракушечник состоит в основном из обломков и целых створок раковин брахиопод *Camarotoechia tschudovi* Na l., *Anatrypa micans* Buch и *Mucrospirifer muralis* (Verp.). Вместе с ними по всему разрезу встречаются брахиоподы *Atrypa velikaya* Na l., *Elytha fimbriata* Conr., *Irboskites fixatus* Bekk., *Schizophoria striatula* (Schl.), *Anathyris monzewi* Na l., пеллециподы *Avicula inostranzevi* Wen., *Aviculopecten (Lyriopecten) ingriae* Verp., криноидеи *Dactylocrinus oligoptilus* Pacht., *D. spiniferus* Yav., черви *Spirorbis omphalodes* Goldf. и остатки ихтиофауны *Polyplacodus* sp., *Ptyctodus* sp. Кроме того, наблюдается много следов жизнедеятельности организмов.

Граница между отложениями морской и лагунной фаций чудовских слоев в разрезе на р. Керести проводится Э. Ю. Самметом (1967 г.) по кровле верхнего слоя ракушечника, венчающего пачку глинистых известняков мощностью 0,9—1,3 м. Выше наблюдаются зеленовато-серые с буроватыми пятнами глины, чередующиеся с тонкими прослойками хемогенного доломитистого известняка общей мощностью 4—6 м. Фаунистические остатки в этой толще не обнаружены.

Общая мощность чудовских слоев в районе г. Чудово колеблется от 13 до 18 м. Восточнее меридиана р. Волхова отложения лагунной фации не были установлены.

В направлении от г. Чудово к югу и юго-западу чудовские слои испытывают значительные фациальные изменения, выражающиеся в постепенном увеличении количества и мощности карбонатных слоев и в широком развитии отложений лагунной фации. Так, на западе Новгородской области, в бассейне нижнего течения р. Шелони мощность чудовских слоев увеличивается до 21—24 м. В них А. И. Шмаенок (1967 г.) выделяет семь пачек, из которых три, сложенные известняками, чередуются с тремя пачками мергелей и глин. Верхняя пачка сложена мергелистыми доломитами. Последняя вместе с подстилающей ее пачкой глин относится к отложениям лагунной фации. Несколько юго-западнее, в районе городов Дно и Порхов в отложениях этой фации появляются прослой и линзы гипса (Петрова, 1947 г.).

В бассейне нижнего течения рек Великой и Кудеб нижняя, морская часть разреза чудовских слоев мощностью 6—13 м представлена почти исключительно пятнистыми, комковатой текстуры, серыми и желтовато-серыми микро- и тонкокристаллическими известняками с редкими прослойками глин и ракушечников. Отсюда в южном направле-

нии наблюдается быстрое увеличение мощности слоев до 18 м в центральной части Псковской области (скв. 4-Горшихино) и далее до 25 м в Великолукском районе (скважины 34-Кошелево, 1-Кунья). Для этого района характерна вторичная доломитизация пород, в которых органические остатки большей частью сохранились лишь в виде отпечатков ядер раковин; отсюда определены следующие характерные виды брахиопод и остракод (Ю. И. Гречко, И. И. Элер, 1964 г.; Саммет и др., 1967 г.): *Anatrypa heckeri* Nal., *Camarotoechia tschudovi* Nal., *C. strugi* Nal., *Irboskites fixatus* Bekk., *Serpula wipera* Wen., *Acratia schelonica* Egor., *A. vastigata* Zasp., *Kloedenellitina valdaensis* Zasp., *Paraschmidtella lucidus* Zasp. и др.

В этом же районе в отложениях регрессивной серии чудовских слоев — в зеленовато-серых доломитовых мергелях и глинах мощностью 1,5—3 м найдены: *Camarotoechia bifera* Phill., *C. strugi* Nal., *Serpula devonica* Pacht., *Avicula (Pskovia) rostrata* Eichw., *Menerella tuberosa* Gleb. et Zasp., *M. porezkaya* Egor., *Acratia schelonica* Egor., *A. mayselae* Egor., *Buregia zolniersis* Pol., *Fremenella incognita* Pol.

Отложения лагунной фаши чудовских слоев развиты в наиболее типичном виде в бассейне р. Кудеб, где они представлены темно-зеленовато-серыми пластичными глинами, с прослоями доломитов и гипса, мощностью до 12,5 м. Сводный разрез карьера, где добывается гипс, у пос. Старого Изборска следующий (Шмаенок, Саммет, 1963 г.) (сверху вниз):

1. Доломитовая мука, местами с прослойками гипса и линзами глины	0,20 м
2. Глина известковистая, зеленовато-серая тонкослоистая, местами с остатками выщелоченного гипса («белянки»)	0,30 „
3. Гипс слоистый, полупрозрачный и дымчато-серый, с прослоями селенита, доломита и глины	0,80—1,30 „
4. Глина зеленовато-серая с прослойками доломита	0,40 „
5. Гипс слоистый, аналогичный описанному в слое 3	0,70 „
6. Глина известковистая, зеленовато-серая, с прослоями волокнистого гипса мощностью 5—8 см	0,35 „
7. Гипс слоистый, с линзами доломита, белый и дымчато-серый	0,60 „
8. Мергель доломитовый, зеленовато-серый	1,0 „
9. Глина известковистая, зеленовато-серая	1,30 „
10. Глина известковистая, голубовато-серая, с прослоями доломита (0,10 м)	2,15 „
11. Глина известковистая, пятнисто-зеленовато-серая, с прослойками мергеля	2,90 „
12. Известняк мелкокристаллический, зеленовато-серый	0,25 „
13. Глина известковистая, зеленовато-серая с красноватыми и фиолетовыми пятнами	0,90 „

Фаунистические остатки представлены единичными брахиоподами *Camarotoechia bifera* Nal., *C. strugi* Nal., а также остракодами *Acratia benevoensis* Zasp., *A. accurata* Zasp. и др.

Наиболее охарактеризованные фаунистически отложения лагунной фаши чудовских слоев наблюдаются в разрезах, в которых отсутствуют слои гипса (по рекам Ситне и Колошке, притокам Шелони и др.).

Сводный разрез по р. Колошке мощностью около 7 м представлен преимущественно зеленовато- и желтовато-серыми мергелями, включающими прослойки известковистых доломитов и доломитовых известняков мощностью до 0,75 м. Фаунистические остатки приурочены главным образом к нижней части этого разреза. Среди них Б. Г. Пирятинским (Саммет и др., 1967 г.) определены: *Camarotoechia bifera* Phill., *C. strugi* Nal., *Serpula devonica* Pacht., *S. wipera* Wen. и остракоды *Menerella tuberosa* Gleb. et Zasp., *Acratia schelonica* Egor., *A. accurata* Zasp. и др.

На р. Шелони (Обручев, Марк-Курик, 1965) найдены остатки рыб *Psammosteus pectinatus* Обр., вида, нигде более не встреченного.

На территории Псковской и на западе Новгородской областей мощность лагунной части чудовских отложений составляет 5—7 м. При наличии в разрезах прослоев гипса мощность увеличивается до 13 м.

На юге Псковской области (в бассейне верхнего течения р. Ловати) верхняя граница чудовских слоев отбивается по кровле глинистых, местами перекристаллизованных доломитовых темно-зеленовато-серых плотных мергелей, выше которых залегают светло-серые доломиты или доломитизированные известняки свинордских слоев.

К востоку от оз. Ильмень чудовские слои представляют собой единую толщу карбонатно-глинистых прибрежно-морских осадков мощностью до 30 м (скважины Крестецкая, 14-Зеленщина, 5836-Дымы и др.). На северо-востоке Главного девонского поля в бассейне рек Паши и Ояти, чудовские слои сильно обогащены терригенным материалом (скважина 4-Палуя, 1-Гонгинская и др.). Карбонатные породы здесь большей частью замещены крепко сцементированными голубовато-серыми или зеленовато-фиолетовыми песчаниками с карбонатным цементом, или же алевритистыми плотными, массивными, фиолетово- и голубовато-серыми глинами и алевритами, включающими редкие остатки *Camarotoechia tshudovi* Na l. и др. Верхняя граница слоев в этом районе проводится по подошве или в нижней части вышележащей песчано-алевроитовой толщ, в которой по геохимическим, гранулометрическим и минералогическим данным устанавливаются признаки новой, свинордской трансгрессии (Саммет и др., 1967 г.). Юго-восточнее оз. Ильмень эта граница проводится в основании карбонатных глин или мергелей, содержащих свинордский комплекс фауны.

В глинистых прослоях чудовских слоев встречаются многочисленные остракоды. Исключение составляет северо-восток Ленинградской области, где находки их единичны. Наиболее часто встречаются *Aparchites calculus* (Gleb. et Zasp.), *Bairdia raabena* Egor., *B. tichomirovi* Egor., *Buregia bispinosa* Zasp., *Indioisia improcera* Zasp., *Menerella tuberosa* Gleb. et Zasp., *Neodrepanella tichomirovi* Zasp., *Neodrepanella tricornis* Zasp., *Semilukiella arcuata* Egor., *Paraparchites brevis* (Gleb. et Zasp.). В чудовских слоях были найдены также кораллы: *Schlueteria rugosa* Wdkd., *Aulopora compacta*, В. В. Tschern., строматопоры *Actinostroma trautscholdi* Riab., *Stromatopora longituberculata* Riab., *S. microtuberculata* Riab., цефалоподы *Cyrtoceras cf. depressum* Goldf., *Pachtoceras sulcatulum* (Verp.) и др. (Геккер и др., 1941). В восточной части региона из песчаников и алевролитов чудовских слоев были определены остатки рыб *Psammosteus megalopteryx* Trd., *Ptyctodus obliquus* Trd., *Holonema radiatum* Обр., *Eustheopteron wenyukovi* (Rohon) и др.

В отложениях лагунной фации местами весьма обильны (до пороодообразующих) проблематические раковинки диаметром менее 1 мм, названные Р. Ф. Геккером «чашечками».

Семилукский горизонт (D_{3sm}) объединяет свинордские и ильменские слои, выделенные в 1930 г. Р. Ф. Геккером в районе нижнего течения Шелони (Обручев, 1930). Он охватывает полный крупный ритм осадконакопления, в котором свинордские слои относятся к его трансгрессивной части, а ильменские — к регрессивной.

Отложения свинордских слоев (D_{3sv}) прослеживаются под четвертичными отложениями в виде полосы северо-западного простирания, пересекающей на юге, в районе г. Себежа устья рек Кухвы, Киры и Вяды и следующей далее в северо-восточном направлении через реки Кудеб, Великую и Шелонь к западному побережью оз. Ильмень. Северо-

восточнее г. Новгорода свинордские слои выходят в нижнем течении рек Пчевжи, Сяси, Паши, Шижни и на междуречье Ояти и Свири.

Наиболее представительный разрез свинордских слоев обнажается в долине Колошки близ ее устья (у д. Свинорд). Нижняя часть разреза (верхнешелонские слои) вскрывается полностью также у г. Сольцы в долине р. Шелони, в 1,5 км западнее выходов по р. Колошке. В разрезе р. Колошки, впервые описанном Р. Ф. Геккером (1933) и дополненным Э. Ю. Самметом (1967 г.), под пятнисто-зеленоватыми глинами ильменских слоев залегают:

1. Известняк в нижней части слоя микро-, в верхней — мелкокристаллический, пористый, неравномерной крепости, светло-серый с многочисленными буровато-желтыми точками и отдельными фиолетово-бурыми пятнами, с фауной пелеципод и брахиопод: *Cyrtospirifer schelonicus* Nal., *Anathyris svinordensis* Nal., *Cyrtina demarllii* Bouch., *Atrypa koloschka* Nal., *Schizodus devonicus* Ver., *Naticopsis* cf. *marginata* Roem. и др. 0,30 м
2. Глина тонкодисперсная, в нижней и верхней частях слоя темно-зеленовато-серая с фиолетово-бурыми пятнами, в средней — темно-фиолетово-бурая с зеленоватыми пятнами 0,30 „
3. Известняк микрокристаллический, глинистый, выветрелый, желтовато-серый с многочисленными мелкими фиолетово-бурыми пятнами. В подошве слоя известняк сильноглинистый с обилием остатков *Aviculopecten* (*Lyriopecten*) ex gr. *ingriae* Vern., *Tropidodiscus* aff. *tenuilineatus* Wen., *Pactoceras* sp. 0,43 „
4. Глина алевроитовая, плотная, неясноплитчатая, темно-зеленовато-серая с фиолетово-бурыми полосами расплывчатой формы, с прослойками зеленовато-серого с желтоватыми пятнами известкового мергеля, мощностью 1—2 см. Встречаются *Anathyris helmsereni* Buch., *Tentaculites glaber* Trautsch., *Aulopora heckeri* В. В. Tschern., *A. schelonica* В. В. Tschern. и др. 0,70 „
5. Известняк микрокристаллический, неравномерноглинистый, зеленовато-серый, с многочисленными темно-желтыми и реже буроватыми пятнами, содержит значительное количество ядер брахиопод, пелеципод и гастропод, относящихся к видам, встреченным в слоях I и 4 0,20 „
6. Глина алевроитовая, неяснотонкоплитчатая, темно-зеленовато-серая с тусклыми фиолетово-бурыми пятнами и полосами, со стяжениями мергеля и прослойками серого мелкокристаллического детритового известняка мощностью менее 1 см 0,45 „
7. Известняк-ракушечник, неравномерноглинистый, серый с желтыми пятнами переполненный остатками: *Cyrtospirifer schelonicus* Nal., *Cyrtina demarllii* Bouch., *Anathyris svinordensis* Nal., *A. helmsereni* Buch., *Atrypa koloschka* Nal., *Schizodus devonicus* Vern. var. *gibbosa* В. Nal., *Pactoceras cyclops* Wen., *Paracyclas rugosa* Hall. var. *orbiculata* Nal., *Ptyctodus obliquus* Pand. и др. 0,12 „
8. Известняк микрокристаллический, неравномерноглинистый, светло-серый с отдельными буроватыми и желтоватыми пятнами 0,45 „
9. Глина зеленовато-серая с темно-фиолетово-бурыми пятнами и полосами, в верхней части — желтовато-зеленая, известковистая и алевроитовая, с прослоем ярко-охристого глинистого мергеля мощностью 1 см. Встречается *Cyrtospirifer schelonicus* Nal. 0,40 „
10. Глина тонкодисперсная, плотная, неясно тонкоплитчатая, фиолетово-бурая с тусклыми зеленовато-серыми пятнами, в верхней части слоя с прослоем голубовато-серой песчанистой глины, мощностью 3 см, включающей линзы мергеля, содержащего остатки брахиопод *Cyrtospirifer schelonicus* Nal. и др. 0,90 „
11. Глина с пленками мелкозернистого песка, темно-зеленовато-серая с крупными, тусклыми, фиолетово-бурыми пятнами 0,30 „
12. Известняк микрокристаллический, неравномерноглинистый, в нижних 0,03 м — детритовый, плитчатый, пятнисто-светло- и желтовато-серый с частыми буровато-коричневыми, неправильной формы, пятнами. Содержит в обилии *Cyrtospirifer schelonicus* Nal., *C. stolbovi* Nal., *Anathyris helmsereni* Buch., *Leptodesma aviculoides* Wen. var. *longa* В. Nal., *Tropidodiscus* aff. *tenuilineatus* Wen. и др. 0,28 „
13. Глина алевроитовая, мергелевидная, темно-зеленовато-серая, с фиолетово-бурыми пятнами и полосами и с примазками зеленовато-серого мелкозернистого песка. Встречаются *Schizodus* ex gr. *devoni-*

- cus* Verp. и остракоды *Knoxiella variabilis* Gleb. et Zasp., *Kloedenellitina sygmaeiformis* (Bat.), *Aparchites calculus* Gleb. et Zasp., *Healdianella svinordensis* Gleb. et Zasp. и др. 1,15 м
14. Известняк тонк- и микрокристаллический, в кровле слоя глинистый, светло-серый с зеленоватым оттенком и с большим количеством фиолетово-бурых мелких пятен. Встречаются *Pachtoceras cyclops* Wep., *Schizodus devonicus* Verp., *S. devonicus* Verp. var. *longa* V. Nal. 0,30—0,35 „
15. Глина известковистая, плотная, темно-зеленовато-серая, с буроватыми пятнами, с большим количеством прерывистых линзовидных стяжений зеленовато-серого, с желтоватыми пятнами мергеля мощностью до 4 см. Найдены *Cyrtina demarllii* Bouch., *Theodossia sv-nordensis* Nal., *Nordwestia socialis* Eichw. var. *fragilis* V. Nal., *Platyschisma uchtensis* Keys., *Lingula amalitzkii* Wep., *Mennerella schelonica* Gleb. et Zasp., *Mennerites ovatus* Egor. 1,10 „
16. Известняк микрокристаллический, местами тонкокристаллический, крепкий, глинистый, светло-серый с зеленоватым оттенком и многочисленными фиолетово-бурыми пятнами. Содержит *Theodossia sv-nordensis* Nal., *Atrypa koloschka* Nal., *Cyrtina demarllii* Bouch., *Productella schelonica* Nal., *Pugnax voroni* Nal., *Platyschisma uchtensis* Keys., *Alveolites suborbiculatus* Lam., *Leptodesma tuberculata* V. Nal., *Tentaculites glaber* Trautsch. и др. 0,35 „
17. Глина алевроитовая, голубовато-серая и фиолетово-бурая с *Cyrtospirifer schelonica* Nal., *Cyrtina demarllii* Bouch., *Atrypa svinordi* Wep., *Aulopora heckeri* V. V. Tschern. и др. 0,30 „
18. Известняк микрокристаллический, крепкий, с обильными кавернами от выщелачивания фаунистических остатков, светло-серый, с тусклыми розоватыми пятнами, с *Pachtoceras cyclops* Wep. и др. 0,10 „
19. Известняк микрокристаллический, серый с розовато-фиолетовым оттенком, с неровными поверхностями напластования, содержит значительное количество остатков брахиопод и остракод из видов, перечисленных в слоях 12 и 13 0,05 „
20. Известняк микрокристаллический (мучнистый), крепкий, светло-серый с небольшим количеством тусклых розоватых и буроватых пятен. Нередки остатки брахиопод *Cyrtospirifer* cf. *stolbovi* Nal. 0,60 „
21. Известняк микрокристаллический, глинистый, с бугристыми поверхностями напластования, серый со слабым желтоватым оттенком 0,20 „
22. Известняк тонкоплитчатый, неравномерноглинистый, крепкий, красно-бурый и фиолетово-бурый 0,28 „
23. Мергель глинистый, листовато-тонкоплитчатый, светло-зеленовато-серый 0,15 „
24. Известняк микрокристаллический, неравномерноглинистый, полосчатый, красно-бурый и фиолетово-бурый 0,80 „
25. Известняк органогенный и микрокристаллический, неравномерноглинистый, светло-серый с отдельными, более крупными пятнами, с большим количеством *Schizodus devonicus* Verp., *Knoxiella variabilis* Gleb. et Zasp. и др. 0,45 „
26. Известняк микрокристаллический, крепкий, плотный, серый 0,07 „
27. Известняк тонкокристаллический, горизонтальнослоистый благодаря чередованию серых и красно-бурых ожелезненных прослоев, с прослоями серого тонкокристаллического известняка мощностью 2—3 см 0,18 „
28. Известняк микрокристаллический, крепкий, конгломератовидной текстуры благодаря наличию значительного количества окатанных известковых галек неправильной формы, диаметром от нескольких миллиметров до 3 см, серый, в нижней части слоя буровато-коричневый. Встречаются отдельные кристаллики гипса 0,30 „
- Ниже — доломит кристаллический, светло-серый (0,20 м), подстилаемый темно-серыми глинами чудовских слоев.

Слои от 16 до 28-го относятся к верхнешелонским слоям прежней схемы, в настоящее время выделяемым некоторыми исследователями в порховские слои (Геккер, 1964; Тихомиров, 1967). Несколько южнее, у г. Порхова, эти слои представлены микрокристаллическими, неравномерно глинистыми, светло-серыми, местами листовато-слоистыми известняками (местное название — «книга») мощностью более 4,5 м, с тонкими прослоями зеленовато-серых глин и мергелей. Органические остатки в них представлены, по данным Р. Ф. Геккера (1956) и опре-

делениям Б. Г. Пирятинского, следующими формами: *Atrypa velikaya* Nal., *Euomphalus circularis* Phill., *Cyrtospirifer stolbovi* Nal., *Clathrodictyon pseudocolumnare* Riab., *Plourdosteus trautscholdi* Eastm., *Holonema radiatum* Obr. Часто встречаются проблематические субмикроскопические раковинки — «чашечки».

В бассейне нижнего и среднего течения р. Великой свинордские слои имеют мощность от 21 до 26 м. По литологическим особенностям они разделяются на четыре пачки, более или менее четко выдерживающиеся на площади (А. Н. Александрова, 1945 г.; Шмаенок, Саммет, 1963 г.).

Нижняя пачка, мощностью 1,5—9,2 м, представлена известняками, тонко- и микрокристаллическими, участками органогенно-обломочными, желтовато-серыми, с красными и буроватыми пятнами и единичными прослойками зеленовато-серых глин. Местами разрез представлен неравномерно доломитизированными породами или сложен преимущественно мергелями. Эта пачка соответствует ранее выделявшимся верхнешелонским слоям.

Вторая (снизу) пачка сложена разноцветными глинами, включающими прослой светло-серых известняков, доломитов или мергелей, мощностью до 0,20 м. В районе верхнего течения р. Кудеб глины содержат один или два прослоя гипса (мощностью до 1,3 м). Мощность пачки от 3,7 до 8,5 м.

Третья пачка, мощностью 5,5—8 м, включает тонко- и микрокристаллические зеленовато- или светло-серые известняки, местами глинистые или ноздреватые, участками доломитизированные.

Верхняя (четвертая) пачка представлена чередующимися слоями известняков, глин и мергелей мощностью 7,0—8,5 м. Известняки, преобладающие в разрезе, светло-серые, нередко с фиолетовыми и красноватыми пятнами и разводами, с многочисленными остатками *Cyrtospirifer schelonicus* Nal., *Aulopora schelonica* В. Tschern., *Murchisonia* aff. *pusilla* Eichw. и проблематических раковин («чашечек»).

Глины в основном голубовато-серые с фиолетовыми и красными пятнами. Они отличаются от глин нижележащих слоев и других горизонтов верхнего девона повышенным содержанием глауконита (K_2O 4,0—5,1%).

Верхняя граница свинордских слоев в бассейне р. Великой литологически сравнительно четкая и проводится в основании пачки пестроокрашенных глин мощностью более 0,5 м.

На юге Псковской области (скважины 1-Кунья, 2-Прискуха, 34-Кочелево) породы свинордских слоев, мощностью от 13 до 18 м сильно доломитизированы и фаунистические остатки в них полностью перекристаллизованы. Только в более глинистых разностях доломитов встречаются остракоды (Гречко, Элер, 1963 г.): *Buregia* aff. *zolniensis* Pol., *Indivisia improcera* Zasp., *Mennerella porezkyae* Egor., *M. tuberosa* Gleb. et Zasp., *Paraparchites brevis* (Gleb. et Zasp.), *P. buregien-sis* Gleb. et Zasp. и др.

В бассейне нижнего и среднего течения р. Ловати и на юго-востоке Новгородской области (скважины 8-Бобково, Валдайская, Крестецкая, Псковская и др.) свинордские слои представлены преимущественно зеленовато-серыми пятнистыми мергелями и глинами, с прослоями светло-серых с красноватыми пятнами известняков общей мощностью 18—22 м. Характерен для этого района весьма разнообразный комплекс остракод (более 70 видов по определениям В. С. Заспеловой, Л. Н. Егоровой и др.). Из них наиболее часто встречаются *Acantonodella lutkevitchi* Zasp., *Acratia evlanensis* Egor., *A. gassanovae* Egor., *A. petiniana* Egor., *A. tanaica* Egor., *Amphissites irinae* Gleb. et Zasp.,

Bairdia quarziana Egor., *Kloedenellitina sigmaeformis* Egor., *Menne-
rella tuberosa* Gleb. et Zasp., *Tetracornella glebovskaya* Zasp., *Uchto-
via elongata* Gleb. et Zasp. и др. Многочисленны также брахиоподы
Chonetipustula petini Nal., *Atrypa koloschka* Nal., *A. bifidaeformis*
Nal., *Cyrtospirifer* aff. *stolbovi* Nal.

К северо-востоку от оз. Ильмень в разрезе свинордских слоев по-
степенно уменьшается количество прослоев известняков и появляются
алевриты, алевролиты и песчаники. В бассейне среднего течения Волхо-
ва и Сяси разрез представлен в основном пестроокрашенными глинами,
алевролитами и песками с прослоями глинистых мергелей и реже из-
вестняков общей мощностью 22—30 м. В известковистых глинах со-
держатся остракоды, характерные для свинордских слоев, и обилие
проблематических раковин — «чашечек». Известняки обычно органи-
генные, содержащие фаунистические остатки (Селиванова, 1966 г.).
В прослое известняка на р. Сяси (у д. Столбово) были встречены мно-
гочисленные остатки фауны (Геккер, Филиппова, Бархатова, 1932),
среди которых наиболее часты *Cyrtospirifer stolbovi* Nal., *Cyrtina de-
marlii* Bouch., *Atrypa koloschka* Nal., а также целый ряд пелеципод
и гастропод.

В бассейне рек Паши, Ояти и Свири (Гречко, Яновский, Элер,
1970 г.; Оганесова, 1968 г.) карбонатные прослои в составе свинордских
слоев уже весьма редки и сильнопесчанисты. Разрез имеет здесь дву-
членное строение — в основании его залегают буровато-коричневые
косослоистые мелкозернистые пески и алевриты, сменяющиеся кверху
буроватыми и голубоватыми плотными карбонатными глинами и алев-
ролитами. Мощность составляет 22—30 м. Органические остатки, как
правило, редки и представлены остракодами *Bairdia svinordica* Zasp.,
Chesterella misella Gleb. et Zasp., *Uchtovia elongata* Zasp., *Indi-
visia indistincta* Gleb. et Zasp. и др. (определения В. С. Заспеловой
и Г. И. Егорова). Нередки находки гиригонид *Sycidium paucisulcatum*
Prin., *Trochiliscus sexcostatus* Prin.

Аналогичный глинисто-алевритовый разрез свинордских слоев с ред-
кими прослоями карбонатных песчаников выдерживается почти на всей
территории восточнее линии Лодейное Поле — Тихвин (скважины
5836-Дыми, 4-Палуя, в г. Бокситогорске и др.). Здесь в голубовато-се-
рых глинистых алевролитах появляются следы жизнедеятельности ор-
ганизмов и встречаются многочисленные фаунистические остатки,
в основном остракоды, характерные для свинордских слоев: *Cavellina*
lovatica Zasp., *Paraparchites buregiensis* Gleb. et Zasp., *Indivisia*
indistincta Gleb. et Zasp., *I. latiformis* Zasp., *I. improcera* Zasp.
и др. Часты также черви *Spirorbis omphalodes* Goldf.

Максимуму свинордской трансгрессии в этом районе соответствует
почти повсеместно развитая пачка карбонатных глин или мергелей
с *Psammosteus megalopteryx* Trd. и массовым скоплением остракод из
родов *Indivisia* и *Cavellina*. Кроме перечисленных форм, для восточной
части территории характерно присутствие в песчано-алевритовых про-
слоях остатков панцирных рыб *Eusthenodon wenyukovi* (Rohon), *Hol-
lonema radiatum* Obr., *Bothriolepis panderi* Lah., *Plourdosteus traut-
scholdi* (Eastm.).

На крайнем северо-востоке Ленинградской области, в бассейне
верхнего течения Свири, свинордские слои ввиду почти полного отсут-
ствия фаунистических остатков (за исключением рыб *Psammosteus*
megalopteryx Trd.) обычно объединяются в единый комплекс с выше-
лежащими ильменскими и бургскими слоями (Кофман, Александрова,
1963 г.; Оганесова, 1965, 1967 гг.). По глинисто-алевролитовому со-
ставу пород они условно (см. рис. 33) могут быть сопоставлены с фау-

нистически охарактеризованными разрезами в бассейне р. Паши (Саммет и др., 1967 г.; Гречко, Яновский, 1970 г.). Для характеристики свинордских слоев этого района можно привести разрез, вскрытый Гонгинской скважиной в интервале глубин 215,65—246,30 м. Под розовато-желтыми песками ильменских слоев залегают (в м):

- 215,65—218,25 м. Глина алевритовая, буровато-коричневая и фиолетово-бурая, с прослоями зеленовато-серого алеврита.
 218,25—222,25 м. Алеврит глинистый, буровато-коричневый, с прослоями голубовато-серого мелкозернистого известковистого песчаника.
 222,25—224,75 м. Глина песчаная, коричневая, с линзами зеленовато-серого алеврита.
 224,75—227,75 м. Алевролит глинистый, зеленовато-серый и красно-бурый.
 227,75—227,85 м. Песчаник среднезернистый, слабо сцементированный железистым цементом, буровато-коричневый.
 227,85—233,95 м. Глина алевритовая, буровато-коричневая.
 233,95—242,00 м. Алевролит глинистый, неравномерно-тонкослоистый, буровато-коричневый и голубовато-серый, с прослойками мелкозернистого песчаника, с карбонатным цементом.
 242,00—242,95 м. Глина алевритистая, красновато-коричневая.
 242,95—246,30 м. Алеврит розовато-желтый.
 Ниже залегают красно-бурые и зеленоватые известковистые глины чудовских слоев.

Геохимические показатели, в частности невысокие значения коэффициента $\frac{Al_2O_3}{K_2O}$ (около 4) и соотношения Ti/Mn, Sr/Ba и Mn/Ga свидетельствуют о накоплении свинордских отложений на северо-востоке Ленинградской области не в континентальных условиях, как это принимается большинством исследователей (Геккер, 1956 и др.), а в мелководной опресненной зоне морского бассейна, в условиях постоянного привноса терригенного материала с близрасположенной суши, неблагоприятных для развития органической жизни.

Название «ильменские слои» (*Dzil*) дано Р. Ф. Геккером в 1930 г. по оз. Ильмень, на юго-западном берегу которого имеются прекрасные обнажения, вскрывающие верхние 8—14 м их разреза. Ильменские слои прослеживаются в виде полосы, шириной от 3 до 20 км, от границы с Белорусской ССР до юго-западного побережья Онежского озера. Восточнее полосы выходов ильменские отложения развиты повсеместно, хотя отделение их от свинордских здесь и не всегда возможно. Наиболее значительные обнажения (наряду с выходами на берегу оз. Ильмень) наблюдаются по рекам Колошке, Шелони (близ г. Порхова), Великой (между устьем р. Кудеб и г. Островом) и по ее притокам — Кухве, Кире, Вяде и др.

Ильменские слои представляют собой отложения регрессивной серии семилукского цикла седиментации. Они фаунистически, а в южной части территории и литологически близки к свинордским.

В стратотипическом разрезе на юго-западном побережье оз. Ильмень и в приустьевой части р. Псижи обнажается верхняя часть ильменских слоев мощностью около 14 м. Здесь в основании ее залегают плотные зеленовато- и голубовато-серые глины, переходящие выше в алевриты и песчаники, с редкими тонкими прослоями известняка-ракушечника. На полную мощность 20—22 м разрез ильменских слоев можно наблюдать в среднем течении р. Колошки, где они представлены чередующимися слоями буровато-фиолетовых алевритовых и голубовато- и зеленовато-серых мергелевидных глин с редкими прослоями ракушечников. Слои заканчиваются маломощной (0,3—0,7 м) пачкой песков и алевритов. Граница со свинордскими слоями здесь четкая и проводится в кровле пачки известняков и мергелевидных глин, общей мощностью не менее 0,70 м. Верхняя граница ильменских слоев в стратотипическом

разреze отбивается в основании толщи красноватых и розовато-желтых известняков бурегского горизонта¹.

Остатки фауны беспозвоночных приурочены преимущественно к прослоям ракушечников, ихтиофауны — к верхней песчано-алеvритовой части разреза. Комплекс макрофауны следующий: *Anatrypa sigasa* Nal., *Anathyrus helmersenii* Buch., *Cyrtina demarllii* Bouch., *Cyrtospirifer schelonicus* Nal., *Chonetipustula petini* Nal., *Schizophoria* aff. *striatula* Schl., *S. cf. petinensis* Ljasch., *Lingula amalitzkii* Wen., *Bellerophon petinensis* Keys., *Platyschisma uchtensis* Keys., *Avicula inostranzevi* Wen., *Schizodus degener* Hall., *S. devonicus* Vern., *S. devonicus* Vern. var. *plana* B. Nal., *Macrodon ilmenicus* B. Nal., *Ontaria clarkei* Bouch., *O. pentiaca* Clark, *O. suborbicularis* Hall., *Spirorbis omphalodes* Goldf., *Tentaculites tragula* Wen. Остатки ихтиофауны представлены *Bothriolepis panderi* Lah., *Ptyctodus obliquus* Pand., *Plourdosteus trautscholdi* (Eastm.), *Holoptychius* sp., *Psammosteus megalopteryx* Trautsch. Часты гиругониды *Sycidium melo* Sandb. и *Trochiliscus* sp.

Как видно из приведенного списка, фаунистический комплекс по видовому составу мало отличается от такового свинордских слоев, за исключением большего преобладания в разреze пелеципод.

К югу и юго-западу от оз. Ильмень наблюдается постепенное фациальное изменение разреза ильменских слоев, выражающееся в увеличении мощности и количества прослоев карбонатных пород и, в частности, известняка-ракушечника. Ввиду этого исчезают четкие различия в литологии на границе свинордских и ильменских отложений.

Для района среднего течения р. Великой А. Н. Александровой (1948 г.) был составлен сводный разрез ильменских слоев, который в сокращенном виде приводится ниже. Под розоватыми известняками бурегского горизонта, мощностью более 6 м, залегают (сверху вниз):

- | | |
|---|-------------|
| 1. Мергель доломитовый, фиолетово- и зеленоvато-серый, плитчатый | 2,30—2,50 м |
| 2. Глина известковистая, фиолетово-серая с зеленоватыми прослойками, с большим количеством тонких (1—3 см) прослоев известняка | 0,90—0,95 „ |
| 3. Глина известковистая, красно-бурая и разноцветная, с прослойками (6—7 см) известковистого слюдистого песчаника и органогенно-обломочного известняка с ядрами <i>Schizodus</i> sp. | 1,25—1,35 „ |
| 4. Чередование глин и известняков почти равной мощности, в среднем 0,10—0,50 м. Глина известковистая, разноцветная, местами с большим количеством ядер <i>Schizosteus</i> sp. Известняк фиолетовый или светло-зеленоvато-серый, тонкоплитчатый, с неровными поверхностями напластования | 3,00—3,20 „ |
| 5. Глина известковистая, голубая с фиолетовыми и красными пятнами с прослойками и стяжениями известняка красновато-фиолетового, микрокристаллического или органогенно-обломочного | 4,25—5,00 „ |
| 6. Известняк микрокристаллический или органогенно-обломочный, зеленоvато-серый с красноватыми пятнами и неопределимыми фаунистическими остатками | 0,10—0,25 „ |
| 7. Глина известковистая, голубая с красноватыми и фиолетовыми пятнами и зеленоvато-серыми известковыми стяжениями | 0,40—0,50 „ |

Ниже залегают светло-серые с красноватыми пятнами известняки свинордских слоев мощностью более 0,40 м.

¹ Следует отметить, что в верхах разреза ильменских слоев появляется *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.), форма, руководящая для вышележащего бурегского горизонта. К тому же в основании песчано-глинистой пачки, содержащей эту форму, наблюдаются и следы размыва. Поэтому границу между семилукским и бурегским горизонтами следовало бы проводить несколько ниже, чем это в настоящее время принято, т. е. в основании указанной пачки. Однако фактического материала для обоснования этой точки зрения для остальной территории еще недостаточно.

Общая мощность ильменских слоев этого района составляет 13,5—16,0 м. Фаунистические остатки в мергелистой пачке отсутствуют. В прослоях известняков и реже в глинах встречаются *Aulopora heckeri* В. В. Tschern., *Tentaculites tragula* Wen., *Cyrtina demarlii* Bouch., *Cyrtospirifer schelonicus* Na l., *Schizodus devonicus* Ven., *Murchisonia* aff. *pusilla* (Eichw.), и другие формы, характерные также для свинордских слоев.

По мере движения к югу, по направлению к бассейну Западной Двины, глинистые и мергелистые прослои постепенно исчезают из разреза и мощность ильменских слоев, представленных в основном доломитами, местами мергелистыми, составляет только 4—6 м (скважины 15-Большая Пожня, 2-Прискуха), уменьшаясь на территории Латвийской ССР до 0,8—1,0 м (Лиепиньш, 1963).

Увеличение мощности ильменских слоев до 12—15 м наблюдается восточнее р. Ловати, на юге и юго-востоке Новгородской области (в районе г. Валдая — ст. Пестово), где они представлены преимущественно зеленовато-серыми карбонатными глинами с многочисленными прослоями мергелей и глинистых известняков в нижней части разреза. Из фаунистических остатков встречаются пелециподы, а также *Lingula* sp., *Cyrtospirifer schelonicus* Na l.

К востоку и северо-востоку от оз. Ильмень карбонатные прослои в разрезе почти полностью исчезают. В районе г. Чудово ильменские слои мощностью 14,5—18,2 м представлены только терригенными песчано-глинистыми образованиями с преобладанием алевритовых глин, включающих фаунистические остатки, характерные для мелководных лагунных условий (лингуды, эстери и угнетенного облика остракоды). В бассейне р. Сяси ильменские слои, при сохранении общей мощности 11,5—18 м, сложены в основном песками и алевритами с прослоями глин, включающими остатки ихтиофауны: *Psammosteus megalopteryx* Tr d. и *Bothriolepis panderi* Lah.

Здесь они представлены преимущественно красновато-коричневыми, оранжевыми и голубовато-серыми алевритами и алевролитами, с прослоями разноцветных, тонкоплитчатых алевритовых слюдистых глин, реже песков и песчаников. Последние обычно цементированы глинисто-карбонатным цементом, нередко содержат детрит ихтиофауны (*Psammosteus megalopteryx* Tr d. и др.). Встречаются единичные остракоды *Paraschmidtella lucida* Zasp., *Cavellina* aff. *lovatica* Zasp., *Indivisia indistincta* Gleb. et Zasp. и др.

По видовому составу фаунистических остатков ильменские слои практически мало отличаются от свинордских. Только в ильменских слоях встречены следующие виды брахиопод и пелеципод: *Anatrypa sigasa* Na l., *Cyrtospirifer disjunctus* f. *schelonica* Na l., *Avicula* (*Actinopecteria*) *boydi* Conr. var. *auriculata* B. Na l., *A. (Leptodesma) macrocephalica* B. Na l., *A. (Leptodesma) aviculoides* Wen. var. *alta* B. Na l., *A. (Leptodesma)* aff. *mytiliformis* Hall, *A. (Pteronites)* aff. *belgica* Frech., *Aviculopecten (Protolyriopecten) vyadae* B. Na l., *Ontaria clarkei* Beush., *O. suborbicularis* Hall. Из остракод наиболее часты *Acantonodella lutkevitchi* Zasp., *Acratia schelonica* Egor., *Bairdia svinordica* Zasp., *Mennerella porezkyae* Zasp.

Бурегский горизонт (D_{3br}). Название дано Р. Ф. Геккером (Обручев, 1930) по местоположению описанного им стратотипического разреза у сел. Бурег, расположенного в приустьевой части р. Псижи, впадающей в оз. Ильмень.

Непосредственно под четвертичными отложениями горизонт прослеживается на обширной площади, протягивающейся от восточной границы Латвийской ССР к оз. Ильмень и далее на северо-восток

к верхнему течению р. Ояти и южному побережью Онежского озера. Наиболее полные обнажения пород этого горизонта встречаются по долинам р. Великой и ее притоков (Кудеб, Кира, Кухва, Вяда, Синяя и др.), а также по рекам Колошке, Вишере, Сяси, Паше и Ояти. Кровля бурегских отложений на западе Псковской области (в пределах Хааньяско-Локновского поднятия) располагается на отметках 100—120 м абсолютной высоты, а к востоку и юго-востоку снижается до —400 м и глубже (район Пестово).

Разрез бурегского горизонта у сел. Буреги, мощностью около 8 м, сложен исключительно известняками. Здесь выходят сверху вниз (по Р. Ф. Геккеру с дополнениями Э. Ю. Саммета, 1967 г.):

1. Известняк микрокристаллический, неравномерноглинистый, серый с зеленоватым оттенком, с буроватыми и желтоватыми пятнами и следами жизнедеятельности червей (ходы типа *Chondrites* и *Caulerpites*). Встречаются *Anatrypa helmsereni* Buch, *Atrypa uralica* Nal., *Cyrtospirifer tenticulum* Vern., *Chonetipustula petini* Nal., *Crania proavia* Goldf., *Avicula ilmenica* B. Nal., *Pterinea ilmeni* B. Nal.
2. Известняк тонкокристаллический, ритмично-слоистый, серый с фиолетово-бурными пятнами. В слое выделяется восемь мелких ритмов, каждый из них начинается известняком и заканчивается прослойком известковистой глины или глинистого известняка. На поверхностях напластования — следы жизнедеятельности (фукоиды и *Caulerpites*). Среди многочисленных остатков фауны определены *Aviculopecten* cf. *exacutus* Tschern., *Posidonomya nordvesti* B. Nal., *Schizodus devonicus* Vern. var. *longa* B. Nal., *S. devonicus* Vern. var. *gibbosa* B. Nal., *Paracyclas rugosa* Goldf. var. *ovata* B. Nal., *P. rugosa* Goldf. var. *orbiculata* B. Nal., *Platyschisma uchtensis* Keys., *Archaeoceras inversum* Wen., *Aulopora heckeri* B. B. Tschern. и др.
3. Известняк микрокристаллический, серый с розовато-фиолетовым оттенком 1,70—2,60 м
4. Известняк микрокристаллический, светло-серый, с желтоватыми пятнами и фиолетово-бурными полосами 0,55 „
5. Известняк микрокристаллический, серый и желтовато-серый, с ядрами брахиопод 0,40 „
6. Известняк микрокристаллический, глинистый, светло-серый, с ядрами пелеципод и брахиопод 0,32 „
7. Известняк микрокристаллический (афанитовый), серый с розовато-фиолетовым оттенком 0,07—0,13 „
8. Известняк микрокристаллический, глинистый, желтовато-светло-серый, с неопределимыми остатками брахиопод 0,10—0,20 „
9. Известняк микрокристаллический, пятнистый, фиолетово-серый и ярко-коричнево-бурый, в верхней части прослой известняка-ракушечника с *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.), *Anatrypa helmsereni* Buch. 0,10—0,25 „
10. Известняк микрокристаллический, толстоплитчатый, серый, с зеленоватым и желтоватым оттенками и коричнево-бурными пятнами с *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.) 0,50 „
11. Известняк микрокристаллический, зеленовато-светло-серый, с редкими *Cyrtospirifer* aff. *schelonicus* Nal. 0,27—0,50 „

0,30 „

К юго-западу от оз. Ильмень, на территории Псковской области, мощность и состав пород бурегского горизонта сравнительно выдержаны. В бассейне среднего течения р. Великой наблюдается постепенное увеличение доломитизации пород. Здесь в разрезе выделяются (сверху вниз) три пачки (Шмаенок, Саммет, 1963 г.):

1. Известняк микрокристаллический, доломитизированный с прослоями мергелистого доломита, кавернозный, светло-серый с зеленоватым оттенком, с отдельными желваками строматопор. В верхней части породы местами имеют брекчиевидный облик. Верхи разреза, нередко уничтоженные последующим размывом, здесь представлены пестрыми доломитовыми мергелями, с тонкими прослоями зеленой глины. 1—2 м
2. Доломит (местами сильно доломитизированный известняк) мелко- и микрокристаллический, плотный, желтовато-серый с многочисленными тусклыми красноватыми и фиолетовыми пятнами. Включает небольшое

- количество фаунистических остатков, относящихся к тем же видам, которые установлены в нижней пачке около 3,2 м
3. Известняк мелко- и микрокристаллический, участками доломитизированный, плотный, крепкий, плитчатый (мощность плиток 5—15 см), светло-серый, с многочисленными желтоватыми пятнами. В нижней части разреза содержатся прослои (5—10 см) пестроокрашенных известковистых глин. В большом количестве содержатся *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.), *Murchisonia pusilla* (Eichw.), *Platyschisma uchtensis* Keys., *Actinostroma lemenka* B. Nal., *Parallelopora heckeri* Riab., *P. socialis* Riab., *Actinostroma* sp. и др. около 4 „

В восточном и юго-восточном направлениях от г. Острова мощность бурегского горизонта увеличивается до 16—18 м (скважины 4-Горшихино, 15-Большая Пожня и др.). В районе верхнего течения р. Черехи и в пределах Судомской возвышенности мощность нижней пачки, сложенной доломитами и доломитизированными известняками, составляет 10—14 м, верхней (мучнистые известняки с кристаллами кальцита) 2,5—4 м. Средняя пачка, сложенная пестроокрашенными доломитизированными известняками и мергелями, сохраняет мощность 3—4 м.

В районе г. Новоржева (скв. 15-Большая Пожня и др.) нижняя пачка мощностью 9—10 м представлена доломитизированными желтовато- и светло-серыми известняками с прослоями доломитов и включает многочисленные перекристаллизованные остатки строматопор и гастропод. В составе средней пачки мощностью 3,5 м наблюдаются только пятнисто-фиолетово-серые и охристые микро- и тонкокристаллические доломиты с остатками *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.). Верхняя пачка мощностью 3—4 м также сложена доломитами, но только белыми и с многочисленными прожилками кальцита. Местами в этом районе сохранились наиболее высокие слои бурегского разреза — фиолетово-серые мягкие доломитово-глинистые мергели, являющиеся осадками регрессии бурегского моря мощностью до 1,2 м.

На юге Псковской области (скважины 1-Кунья, 2-Прискуха и др.) бурегский горизонт представлен в нижней и средней частях серыми и желтовато-серыми, мелко- и микрокристаллическими, мелкокавернозными, высокомагнезиальными доломитами (содержание MgO составляет 18,2—21,5%, CaO не более 31,7%), с выщелоченными и перекристаллизованными фаунистическими остатками, общей мощностью 14—17 м. Верхняя часть, мощность около 3,5 м, представлена белыми трещиноватыми мелкокавернозными доломитами с многочисленными темно-зелеными глинистыми примазками и отдельными прослойками выщелоченного детрита фауны беспозвоночных.

Восточнее оз. Ильмень — в районе городов Валдая и Боровичи бурегский горизонт мощностью 20—22 м в нижней части разреза обогащается терригенными породами и характеризуется многочисленными *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.) и единичными видами остракод *Buregia* aff. *krestovnikovi* Pol., *Acratia mayselae* Egor.

Сводный разрез, характерный для Валдайского, Крестецкого и Боровичского районов (Станкевич, 1961; Моисеенко, Александрова, 1963; Вигдорчик, 1961 г.) представляется в следующем виде (сверху вниз):

1. Известняк микрокристаллический, крепкий, светло-серый с значительным количеством зеленовато-серых и темно-зеленых глинистых примазок 0,60 м
2. Известняк микрокристаллический, крепкий, слабокавернозный, с включением глинисто-мергелистых участков, серый с фиолетово-бурыми пятнами 2,30 „
3. Известняк микрокристаллический, крепкий, слабокавернозный, со следами сверления организмов, серый с фиолетово-розовым оттенком 6,60 „
4. Известняк микрокристаллический, местами пористый и мелкокавернозный, со следами жизнедеятельности организмов, пятнисто-серый и зеленовато-серый с розоватым оттенком 2,20 „

15*

- | | |
|---|--------|
| 5. Известняк микрокристаллический, глинистый, серый с бурыми пятнами, с большим количеством остатков брахиопод <i>Cyrtospirifer tenticulum</i> (Vern.) | 0,45 м |
| 6. Глина тонкодисперсная, листовато-слоистая, фиолетово-серая | 0,10 „ |
| 7. Известняк микрокристаллический, неравномерно глинистый, серый и зеленовато-серый, с большим количеством остатков <i>Cyrtospirifer tenticulum</i> (Vern.) и др. | 0,30 „ |

К северо-востоку от оз. Ильмень известняки и доломиты в бурегском горизонте постепенно замещаются карбонатными глинами и алевролитами с отдельными прослоями известняков и мергелей. Породы приобретают пеструю буровато-фиолетовую и зеленоватую окраску; в них резко уменьшается количество органических остатков и следов жизнедеятельности организмов. Границы горизонта становятся менее четкими и определяются главным образом по ритмичности серии осадков.

В бассейне р. Вишеры эта толща преимущественно терригенная, мощностью около 18 м, содержит фаунистические остатки, характерные для бурегского горизонта: *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.) и *Cyrtolites euomphalodes* NaI. (Мокриенко и др., 1966 г.). В бассейне р. Сяси бурегский горизонт мощностью около 15 м (Селиванова и др., 1966 г., 1968) представлен пачкой пестроцветных глин и алевролитов, заключающих тонкие прослои известняков, известковистых песчаников и алевролитов. Нижняя граница горизонта, за отсутствием характерной фауны, проводится здесь В. А. Селивановой в подошве известковистого алевролита с рыбной брекчийей, а верхняя — в основании мощной пачки песков и песчаников, знаменующих собой начало нового воронежского трансгрессивного цикла осадконакопления.

На самом востоке и северо-востоке Ленинградской области, в Тихвинском, Подпорожском и Бокситогорском районах, бурегский горизонт мощностью 12—18 м почти не содержит органических остатков, кроме обломков панцирей рыб и единичных остракод *Indivisia* sp. Он представлен здесь пачкой плотных комковатых тяжелых, местами ожелезненных глин и глинистых алевролитов, в окраске которых преобладают характерные густо-фиолетовые и розовые тона. Ниже приводится краткое описание горизонта по разрезу скв. 4-Палуя (Саммет и др., 1967 г.), в котором бурегские отложения выделены на глубине 167,70—183,50 м.

Под толщей мелкозернистых красновато-коричневых песков воронежского горизонта залегают:

- 167,70—168,30 м. Песчаник мелкозернистый, крепко сцементированный известковым цементом, слабомелкокавернозный, с глинистыми галечками диаметром до 1 см, фиолетово-серый и коричнево-бурый, с зеленоватыми пятнами.
- 168,30—170,90 м. Глина алевролитовая, плотная, массивная, фиолетово-серая с голубоватыми и буроватыми пятнами и полосами.
- 170,90—171,90 м. Алевролит глинистый, слабо сцементированный глинисто-железистым цементом, пятнисто-буровато-коричневый, фиолетово- и голубовато-серый и темно-охристый.
- 171,90—173,00 м. Глина алевролитовая, массивная, густо-фиолетово-серая.
- 173,00—173,20 м. Алевролит глинистый, голубовато-серый.
- 173,20—177,70 м. Глина алевролитовая, плотная, слабобизвестковистая, пестроокрашенная в фиолетово-бурые, фиолетово-серые, голубоватые и охристые тона, с включениями разложившегося пирита.
- 177,70—178,80 м. Алевролит глинистый, тяжелый, пестроокрашенный в буровато-коричневые, фиолетово-серые и голубоватые тона.
- 178,80—179,50 м. Глина алевролитовая, плотная, красновато-коричневая и голубовато-серая.
- 179,50—183,50 м. Алевролит глинистый, комковатый, переходящий в алевролитовую глину, красно-бурый, с многочисленными фиолетово-серыми пятнами и разводами.

Ниже залегают оранжево-желтые алевролиты и пески ильменских слоев,

Почти повсеместно встреченная в бургеском горизонте микрофауна сосредоточена преимущественно в нижней его части и представлена небольшим количеством видов остракод: *Acratia* cf. *gibba* Gleb. et Zasp., *A. maysetae* Egor., *A. ex. gr. gassanovae*, *Buregia* aff. *zolzensis* Pol., *Indivisia impocera* Zasp., *Kloedenellitina* cf. *pseudosigmaeformis* Egor., *Knoxiella variabilis* Zasp., *Mossolovella philippovae* Egor., *M. incognita* Gleb. et Zasp., *Neodrepanella tichomirovi* Zasp., *Acratia* sp., *Individia* sp. и др. встречающихся не только в бургеском, но и в семилукском горизонте.

Воронежский горизонт (D_3vr). Отложения воронежского горизонта впервые были выделены П. Н. Венюковым (1884) по р. Дону и его притокам близ г. Воронежа. В пределах Центрального девонского поля они представлены в нижней части глинами, чередующимися с песчаниками и алевролитами, в верхней — мергелями и известняками. На территории Главного девонского поля, в соответствии с Унифицированной схемой стратиграфии девона (1965), к воронежскому горизонту отнесена залегающая на породах бургеского возраста толща пестроокрашенных песчано-глинистых отложений, с редкими прослоями глинисто-карбонатных пород мощностью от 50—60 м на юге Псковской области до 170 м в районе ст. Пестово. Указанная толща имеет двучленное строение. Основная, нижняя часть ее, объединяющая ранее выделявшиеся снежский и надснежский горизонты, условно отнесена к нижневоронежскому подгоризонту, а верхняя, представленная карбонатными и глинисто-мергелистыми породами (ранее смотинско-ловатский горизонт), — к верхневоронежскому подгоризонту.

Нижневоронежский подгоризонт (D_3vr_1) объединяет отложения снежских и надснежских слоев схемы Н. М. Музыченко (1953), многочисленные выходы которых известны на обширной площади между р. Великой на западе и верховьями р. Ояти на северо-востоке региона. Наиболее крупные обнажения пород этого возраста наблюдаются по долинам Ояти, Паши, Сяси, Вишеры, Мсты, Ловати и ряда мелких рек, впадающих в оз. Ильмень с юга и юго-запада (Снежа, Порусья, Полость и др.).

Повсеместно нижневоронежский подгоризонт представляет собой ритмически построенную песчано-глинистую толщу, ярко пестроокрашенную, с редкими и тонкими прослоями мергелей и доломитов, трансгрессивно залегающую на породах бургеского горизонта.

Мощность подгоризонта колеблется в значительных пределах, в зависимости от геоструктурных особенностей территории. Максимальная мощность, до 160—170 м, наблюдается в пределах северо-западного крыла Московской синеклизы (скважины 14-Зеленщина, 5836-Дымы, 12-Бокситогорск и др.), на востоке района (в бассейне р. Ояти) 80—100 м и в южной части Псковской области (скважины 1-Кунья, 2-Прискуха и др.) едва достигает 50—60 м.

На основании результатов минералого-гранулометрических исследований пород, а также изучения последовательности их накопления, в описываемой толще отложений можно выделить пять крупных ритмов осадконакопления, выдерживающихся по всему региону (см. рис. 32 и 33). Каждый ритм начинается осадками прибрежного мелководья (косослоистые песчаники и песчаные алевролиты) и заканчивается образованиями, накопившимися в более удаленной от берега зоне (карбонатные глины, алевролиты и песчаники, реже мергели и доломиты). Ритмы обычно двучленные: регрессивные их части в разрезах, как правило, уничтожены последующим размывом. Мощность каждого ритма колеблется от 10—15 до 30—40 м (рис. 33).

Отложения первого ритма (нижняя часть ранее выделявшегося снежского горизонта) имеют сильно изменчивую мощность, от 7—10 м на юге Псковской и северо-востоке Ленинградской области в пределах так называемого Кильозерского вала (Кофман, 1962) до 60—70 м в районе г. Крестцы. Палеонтологически характеризованные разрезы этих отложений наблюдаются по рекам Снеже и Полисти, где мощность ритма составляет около 20—25 м и он образован преимущественно красно-бурыми и голубоватыми с фиолетовыми пятнами глинами, с прослоями (до 0,5 м) зеленовато-серых алевроитов и песков (Музыченко, 1947 г.). В этих отложениях найдены кораллы *Pachypora cervicornis* (Blainv.), остатки ихтиофауны *Bothriolepis maxima* Gross, и др., остракоды *Paraparchites copis* Zasp., *P. ex. gr. copis* Zasp., *Acantonodella terciocornuta* Zasp., *Buregia bispinosa* Zasp., *Cavellina lovatika* Zasp., *Schweyerina* cf. *ovata* Zasp. Последний вид характерен также для воронежского горизонта Центрального девонского поля.

В кровле ритма залегает массивный желваковидный известняк (на юге Псковской области — доломит), мощностью до 1,5 м, без фаунистических остатков. Границы ритма повсеместно литологически четкие и подчеркиваются резким увеличением в основании его количества минералов метаморфических пород (гранат, дистен, ставролит) и амфиболов (до 15%) в составе тяжелой песчано-алевритовой фракции. По площади наблюдается увеличение карбонатности пород в юго-западном направлении. В отложениях ритма на юге Псковской области и непосредственно за ее пределами (скважины 1-Кунья, Торопекцая и др.) преобладают пестроокрашенные мергели и доломитистые глины.

Следующий ритм, соответствующий верхней части снежского горизонта, представлен переслаиванием песков, алевроитов, глин и мергелей, пестроокрашенных и слюдистых, мощностью от 20 до 45 м. В кровле ритма почти повсеместно залегает желваковидный кавернозный известняк с кристаллами кальцита, без фаунистических остатков мощностью около 1 м. На востоке Ленинградской области, восточнее р. Сяси, указанный известняк замещается песчаником с известковистым цементом, нередко переполненным обломками панцирей рыб *Bothriolepis maxima* Gross, *Platycephalichthys bischoffi* Vobob., *Glyptolepis* sp. и др. (Саммет, 1958 г., 1967 г.; Кофман, Александрова, 1962 г.). По слою этого известняка (песчаника) Н. М. Музыченко (1953) проводилась граница между снежским и надснежским горизонтами.

Залегаящая в основании ритма песчаная пачка обычно четко отделяется от подстилающих осадков по резкому увеличению граната и ставролита (до 35%) и уменьшению турмалина (не более 8%) в составе аксессуарных минералов (по данным 42 анализов). Для легкой фракции песков и алевроитов характерно присутствие глауконита.

Отложения следующего, третьего ритма (низы надснежского горизонта) залегают на подстилающих породах предыдущего ритма с неглубоким размывом. Они представлены, как правило, в основании мощной (до 20 м) пачкой мелко- и разнотернистых песков, сменяющихся вверх по разрезу алевроитами и глинами. Общая мощность отложений колеблется от 18 до 55 м. На юге Псковской области (скважины 34-Коселево, 1-Кунья и др.), где мощность небольшая, он содержит значительное количество глинисто-мергелистых и доломитовых прослоев, органические же остатки представлены только обломками панцирей рыб.

Толща песчано-глинистых отложений, относящихся к четвертому ритму седиментации, имеет мощность от нескольких метров на юге Псковской области до 35—40 м на северо-востоке территории

(скв. 1-Гонгинская и др.). Характерной особенностью отложений является наличие по всему разрезу многочисленных известняковых и песчаниковых галек диаметром до 5 см. Нередки также отдельные прослои алевритистого известняка мощностью до 0,30 м. Из органических остатков наиболее характерны остатки рыб *Psammosteus falcatus* Обг., *Devononchus laevis* Gross и остракоды *Subtella tenuissima* Zasp., *Knoxiella grassa* Pol. и др. Остатки микрофауны найдены почти исключительно в разрезах южной половины территории, в северных разрезах встречены только единичные *Indivisia* sp. и *Cavellina* sp.

Самая верхняя часть разреза нижневоронежского подгоризонта сложена песчано-глинистыми породами, относящимися к пятому ритму седиментации, заканчивающемуся глинисто-карбонатной (смотинско-ловатской) пачкой. Последняя относится уже к верхневоронежскому подгоризонту. Мощность этого неполного ритма изменяется от 3—5 м на юге территории (скважины 1-Кунья, Валдайская и др.) до 30 м на северо-востоке (скважины 1-Гонгинская, в пос. Харанчиничи, Шимозеро и др.).

В отложениях найдены остатки ихтиофауны *Bothriolepis maxima* Gross *Psammosteus falcatus* Обг. и др., а также брахиоподы *Theodossia* sp., *Lingula* sp., остракоды *Knoxiella konensis* Egor. наряду с гиригонидами *Sycidium paucisulcatum* Prin. и *Trochiliscus sexcoctatus* Prin.

Общий список органических остатков, найденных в аналогах нижневоронежского подгоризонта рассматриваемой территории, включает небогатый комплекс ихтиофауны и остракод, редко брахиоподы и споры. Наиболее часты и типичны остатки ихтиофауны: *Bothriolepis maxima* Gross, *B. spinosa* Gross, *Devononchus laevis* Gross, *Aspidosteus heckeri* Обг., *Psammosteus falcatus* Обг., *Platycephalichtys bischoffi* Vog., *Eusthenopteron wenyukovi* Обг. Остракоды представлены *Paraparchites copis* Zasp., *Buregia bispinosa* Zasp., *Bairdia* cf. *birinae* Egor., *B. quarziana* Egor., *B. naumovae* Egor., *Eulanella sculptilis* Zasp., *Acantonodella terciocornuta* Zasp., *Knoxites menneri* Egor., *K. argutula* (Zasp.), *K. cornutus* Egor., *Subtella tenuissima* Zasp., *Drepanella costae* Zasp., *D. terciocornuta* Zasp., *Acratia evlanensis* Egor., *A. mayselae* Egor., *Knoxiella crassa* Zasp., *K. konensis* Egor., *K. collina* Zasp., *Cavellina lovatica* Zasp., *Lichwinella sculptilis* Zasp., *Schweyerina* cf. *ovata* Zasp. (Заспелова, 1953; Саммет и др., 1967 г.). Обнаружены остракоды главным образом в разрезах южной части территории (в бассейне р. Ловати и ее притоков). Эти виды встречаются не только в описанных отложениях, но и в породах, лежащих значительно выше. Из брахиопод в разрезах на юге Псковской области (скв. 1-Кунья и др.) найдены *Lingula* sp. и *Theodossia* sp.

Среди перечисленных видов органических остатков отсутствуют формы, типичные для нижневоронежских отложений Центрального девонского поля. Поэтому в настоящее время нельзя еще проводить детального выделения аналогов нижневоронежского горизонта на территории Главного девонского поля. До окончательного выяснения этого вопроса следовало бы сохранить наименование снежских слоев для нижней и приловатских слоев для верхней части разреза, как это было предложено автором (Саммет и др., 1967 г.).

Верхневоронежский подгоризонт (D_{3vr_2}) объединяет отложения, впервые детально описанные Р. Ф. Геккером и др. в 1929—1932 гг. в обнажениях бассейна р. Ловати как смотинско-ловатская серия карбонатных пород (Геккер, Обручев, Филиппова, 1935). Верхневоронежский подгоризонт распространяется в южной и юго-восточной частях рассматриваемой территории, от верховьев р. Куньи к городам Великие

Луки, Холм, поселкам Лычково, Крестцы, Неболчи до г. Бокситогорска, где они в районе верхнего течения р. Тихвинки, по-видимому, выклиниваются.

Основные обнажения расположены по р. Ловати (ниже и выше г. Холма), а также по ее притокам — Большой и Малой Смоте. Отдельные небольшие выходы известны также на р. Мсте (близ деревень Мстинский Мост, Наволок и др.) и в долинах ряда мелких рек и ручьев близ г. Бокситогорска.

Мощность подгоризонта изменяется от 2 до 13,5 м, что связано с неравномерным последующим размывом верхней его части. По этой же причине верхняя граница подгоризонта обычно четко определяется и проводится по кровле слагающих его известняков, доломитов и мергелей. Нижняя граница, напротив, выражена плохо, что свидетельствует о тесной связи подгоризонта с подстилающими отложениями, составляющими с ним единый ритм осадконакопления.

По р. Ловати, между г. Холмом и пос. Подберезье, описываемые отложения мощностью 6,2—7,4 м представлены песчанистыми доломитами и доломитовыми мергелями с прослоями известковистых глин, перекрытыми в верхней части разреза белыми мелкокристаллическими известняками. Краткая характеристика сводного разреза по Э. Ю. Саммету (1967 г.) следующая (сверху вниз):

- | | |
|---|--------------|
| 1. Известняк микрокристаллический, мелкоплитчатый, белый с кристаллами кальцита и отдельными глинистыми примазками. В породе содержатся брахиоподы <i>Theodossia tanaica</i> Nal., <i>T. ex gr. evlanensis</i> Nal. и гастроподы <i>Murchisonia</i> sp. (определения Д. В. Наливкина и М. А. Ржонсницкой) | более 0,80 м |
| 2. Мергель глинисто-известковый, переходящий в известняк, тонкослоистый, светло-серый с зеленоватыми и буроватыми полосами, с остракодами <i>Famenella misera</i> Zasp. и <i>Cavellina</i> aff. <i>lovatica</i> Zasp. | 0,35 „ |
| 3. Алевролит песчанистый, крепкий, серый с отдельными буроватыми полосами | 0,75 „ |
| 4. Алеврит глинистый, тонкослоистый, темно-серый с буроватыми полосами | 0,20 „ |
| 5. Доломит микрокристаллический, мергелевидный, в верхней части песчаниковидный, серый с буроватыми пятнами | 0,60—0,80 „ |
| 6. Мергель глинистый, мелко- и мелкоплитчатый, темно-зеленовато-серый, местами переходит в плотную карбонатную глину | 0,50 „ |
| 7. Доломит микрокристаллический, мергелевидный, плитчатый, зеленовато-серый с буроватыми полосами, слабокавернозный | 1,00—1,20 „ |
| 8. Мергель глинисто-известковый, алевритистый, мелкоплитчатый, серый с буроватыми пятнами | 0,90—1,20 „ |

Ниже залегают бескарбонатные глины и алевролиты нижневоронежского возраста.

Верхний известняк по р. Ловати нигде не обнажается на полную мощность. По данным же бурения полная мощность его здесь составляет 1,8—2,6 м. В юго-западном направлении от этого разреза мощность подгоризонта увеличивается. В районе Великих Лук (Гречко, Элер, 1964 г.) она составляет от 9,5 до 13,2 м. Верхневоронежский подгоризонт сложен здесь плотными микро- и тонкокристаллическими доломитами и доломитизированными известняками, местами слабопесчанистыми с бугристыми поверхностями напластования, серыми с желтоватым, буроватым или голубоватым оттенками. В них встречаются редкие тонкие прослойки голубовато-серой известковистой глины и алевритового песчаника мощностью менее 0,2 м, а также отдельные линзовидные включения, мощностью до 2 см, мелких кристалликов гипса, придающие породе участками брекчиевидный облик. Из остатков фауны в этих породах обычны *Theodossia* cf. *evlanensis* Nal., *T. cf. arlekini* Nal., *T. ex gr. anossofi* Vern. и *Atrypa* ex. *gr. tanaica* Nal. —

формы, характерные уже для евлановских слоев Центрального девонского поля.

На юго-западе Новгородской области мощность верхневоронежских отложений выдерживается в пределах 6—8 м (Мокриенко, Хинейко, 1968 г.). Их разрез имеет здесь двучленное строение: в нижней части он сложен плотными мергелевидными известковистыми пестроокрашенными глинами, а в верхней — микро- и тонкокристаллическими серыми и голубовато-серыми известняками с тонкими прослоями фиолетово-бурых и зеленовато-серых глин, включающими редкие остракоды *Famellina misera* Z a s p. и *Evlanella ljschenkoi* E g o r.

Двучленное строение разреза нижневоронежского подгоризонта наблюдается также и в восточной части Новгородской и юго-восточной части Ленинградской областей (Кофман, 1957 г.; Саммет, 1958 г.; Мокриенко, Хинейко, 1966 г.), где его мощность уменьшается до 2—4 м вследствие последующего размыва. Это отчетливо видно в обнажениях на р. Пярдомле на юго-восточной окраине г. Бокситогорска, где разрез сложен известковистыми разноцветными глинами, переходящими выше в мергели или известняки мощностью около 1,0 м. Кровля известняков сильно размывта. Продукты размыва содержатся в подошве вышележащей евлановско-ливенской толщи. В глинах нижней части разреза верхневоронежского горизонта встречены многочисленные *Sygidium paucisulcatum* P r i n. и *Trochiliscus sexcostatus* P r i n, изредка встречаются отпечатки гастропод *Murchisonia*(?) sp., обломки панцирей рыб и ризодонты.

По мере движения к северу от г. Бокситогорска характер разреза постепенно изменяется, известняки сменяются мергелями и слабоизвестковистыми глинами, трудно отделимыми от вмещающих песчано-глинистых отложений. Органические остатки также отсутствуют, и выделенные подгоризонта становится практически невозможным.

Присутствие в смотинско-ловатских слоях типичных представителей евлановского комплекса фауны (*Theodossia* cf. *evlanensis*, *Atrypa* ex. gr. *tanaica*, *Evlanella ljschenkoi* и др.) показывает, что эти слои правильнее сопоставлять с евлановским горизонтом, а не с верхневоронежским подгоризонтом, как это принято сейчас.

Евлановский и ливенский горизонты (D_{3ev+lv}). Евлановский (Венюков, 1886) и ливенский (Марковский, Наливкин, 1934) горизонты в типичном виде развиты только в пределах Центрального девонского поля, где они представлены глинисто-карбонатными породами с *Theodossia evlanensis* N a l., *Th. livnensis* N a l., *Atrypa tanaica* N a l. и др. На описываемой территории к евлановско-ливенским отложениям в соответствии с Унифицированной стратиграфической схемой 1965 г. отнесена толща пестроцветных песков, алевроитов, глин и мергелей, залегающая между фаунистически охарактеризованными смотинско-ловатскими и чимаевскими слоями, а также толща, соответствующая надсмотинско-ловатским слоям схемы Н. М. Музыченко (1947 г., 1953).

Нерасчлененные отложения евлановского и ливенского горизонтов распространены преимущественно в восточной части территории Новгородской области. Они прослеживаются от бассейна верхнего и среднего течения р. Куньи (через населенные пункты Лычково, Вины, Мстинский Мост, Неболчи и Бокситогорск) к верховьям Тихвинки и Явосьмы. Основные обнажения, вскрывающие горизонты почти на всю мощность, известны в нижнем течении р. Куньи и ее правого притока — р. Большой Тудер. На остальной территории обнажения имеют незначительные размеры и отложения в них не содержат органических остатков.

В разрезах по рекам Кунье и Большой Тудер описываемая толща в основании сложена разно- и мелкозернистыми косослоистыми гравелистыми желтоватыми и светло-серыми песками мощностью до 8—10 м, с мелкими обломками подстилающих доломитов и детритом ихтиофауны. Выше песков залегают плотно сцементированные пестроокрашенные алевролиты и песчаники, чередующиеся с прослоями глин и доломитовых мергелей, светло- и зеленовато-серых с буроватыми пятнами. В виде прослоев и крупных линз встречаются также микро- и тонкокристаллические пятнистые доломиты. Общая мощность толщи составляет 25—30 м. Встречаются остатки рыб *Psammosteus tenuis* Обг., т. е. вида, характерного только для рассматриваемого горизонта, а также *Bothriolepis* sp., *Dipterus* sp., гириноиды *Sycidium paucisulcatum* Pr in. и *Trochiliscus sexoculatus* Pr in.

В кровле горизонта наблюдаются признаки значительного размыва (Саммет и др., 1967 г.). Например это можно наблюдать в обнажении на р. Большой Тудер в 0,7 км вниз по течению от д. Бабахтино, где на размытую поверхность крепких алевритовых мергелей и песчаных доломитов ложатся разнозернистые перекрестно-косослоистые розовато-серые пески с большим количеством обломков ихтиофауны (*Bothriolepis* sp.) и глинисто-мергелистых галек, ориентированных вдоль слоистости.

К югу от нижнего течения р. Куньи песчаная пачка в основании разреза евлановско-ливенских слоев постепенно замещается пестроцветными алевритами и глинами.

Общая мощность горизонта в юго-восточной части Псковской области 20—27 м (скважины 1-Кунья, 10-Билово и др.). Разрез представлен здесь алевритистыми глинами, включающими линзовидные прослойки (мощностью до 10 см), желваки или гнезда розовато-белого гипса. Подчиненную роль играют глинистые мергели и доломиты. Местами прослой доломита имеют бугристые поверхности напластования, придающие породе брекчиевидный облик. Многочисленные обломки панцирей рыб. Признаки размыва, аналогичные описанным выше, наблюдаются в 2—8 м ниже подошвы вышележащей пачки карбонатных пород задонского горизонта.

В бассейне р. Полы мощность описываемой толщи, представленной в нижней части пестроокрашенными алевритами, алевролитами и глинами с *Psammosteus* cf. *tenuis* Обг., а в верхней — глинами с прослоями мергелей, составляет около 25 м (Мокриенко и др., 1968 г.). Севернее, в районе г. Валдая, разрез снова приобретает двучленное строение. Нижняя его часть, мощностью 8—12 м, сложена песками с прослоями глин и алевритов, а верхняя — мергелями и глинами, с редкими прослоями доломитов. Общая мощность этой толщи колеблется от 18 до 22 м. Максимальной мощности (35—45 м) отложения евлановского и ливенского горизонтов достигают в бассейне среднего течения р. Мсты. В Крестецком районе (Вигдорчик и др., 1961 г.) они представлены в основании разреза переслаивающимися пестроцветными песками и глинами с известковистыми стяжениями и прослоями известковистых песчаников.

В обнажениях на р. Мсте отложения, относимые к евлановскому и ливенскому горизонтам (Мокриенко и др., 1966 г.; Остромецкая и др., 1962 г.) расчленяются на три части (сверху вниз):

1. Охристо-желтые слюдистые пески с тонкими прослоями и примазками глин или алевритов (обнажения у д. Раменье) 8—10 м
2. Пестроокрашенные известковистые глины и мергели (выходы близ д. Лабазово) 5—10 „
3. Красноватые пески и песчаники с прослоями глин (разрез у д. Наволок) около 15 „

По всему разрезу встречаются многочисленные остатки *Psammosteus tenuis* O b r., *Platycephalichthys* (?) sp., *Bothriolepis* sp. и гиругониды.

На северо-востоке Новгородской и юго-востоке Ленинградской области (Пестовский, Хвойнинский и юг Бокситогорского районов) органические остатки представлены только гиругонидами.

В районе г. Бокситогорска и к северу от него евлановско-ливенские отложения мощностью 20—30 м обнажаются по многочисленным мелким ручьям, притокам Яси, Воложбы и Тихвинки (Саммет, 1958 г.). Они представлены здесь преимущественно известковистыми и песчаными глинами, в основном кирпично-красного цвета, с прослоями песков и песчаников (общей мощностью до 5—6 м), с *Holoptychius* sp. *Bothriolepis* sp. и др.

К северу от р. Тихвинки рассматриваемые отложения мощностью до 8—10 м встречаются лишь в виде отдельных небольших эрозийных останцов, лежащих под каменноугольными образованиями (Александрова, 1959). Они представлены разноцветными песчанистыми глинами. В бассейне р. Паши эти отложения уже не установлены.

Ввиду скудности фаунистических остатков и отсутствия среди них руководящих форм сопоставление описанной толщи с евлановским и ливенским горизонтами Центрального девонского поля является условным¹.

Фаменский ярус

На рассматриваемой территории отложения фаменского яруса впервые выделены И. В. Даниловским (1931) в бассейне р. Ловати. Ярус подразделяется на нижне- и верхнефаменский подъярусы. По Унифицированной стратиграфической схеме 1965 г. нижнефаменский подъярус включает задонский и елецкий, а верхнефаменский — лебедянский и данковский горизонты. В разрезах на территории Центрального девонского поля все указанные горизонты представлены преимущественно глинисто-карбонатным комплексом пород, удовлетворительно охарактеризованным фаунистическими остатками. На Главном девонском поле их аналоги общей мощностью 140—150 м представлены большей частью пестроцветными терригенными отложениями, содержащими весьма скудные органические остатки, в основном сосредоточенные в пачках глинисто-карбонатных пород, соответствующих максимальному развитию ранне- и позднефаменской трансгрессий. Формы, общие для Главного и Центрального девонских полей, также единичны. По этой причине точная корреляция разрезов указанных двух регионов и уточнение положения границ стратиграфических подразделений, выделенных в унифицированной схеме, весьма затруднительны.

Граница между подъярусами проводится согласно Унифицированной субрегиональной схеме северо-запада Русской платформы (1965 г.) в середине цикла осадконакопления, в основании билловской пачки карбонатных пород, соответствующей не началу, а максимальному развитию фаменской трансгрессии. Такое положение указанной границы создает большие неудобства при выделении и корреляции подразделений фаменского яруса. По совокупности палеонтологических, литологических и других данных ее следовало бы проводить по подошве слоя песчано-глинистых пород, соответствующих началу этого цикла, в средней ча-

¹ По характерным выходам в бассейне р. Куньи, до окончательного выяснения стратиграфического положения этой толщи, было предложено наименовать ее куньинской свитой (Саммет и др., 1967 г.).

сти разреза надчимаевских слоев схемы Н. М. Музыченко (1953), т. е. значительно ниже, чем это принято в настоящее время.

Отложения фаменского яруса развиты на небольшой площади юго-восточной части Псковской, Новгородской и крайнего юго-востока Ленинградской областей. Ширина полосы выходов его на дневную поверхность не превышает 25 км.

Задонский горизонт (D_3zd). Отложения, относимые к задонскому горизонту, впервые были описаны Р. Ф. Геккером (1935) на р. Кунье у д. Чимаево и названы «чимаевской серией карбонатных пород». Здесь они имеют видимую мощность 2,8 м и сложены зеленовато-серыми известковыми глинами и желтовато-серыми известняками, переполненными ядрами *Pleurotomaria subimbricata* Whidb. и отпечатками *Avicula (Leptodesma) kunya* В. Nal., а также желваками водорослей. Полная мощность отложений задонского горизонта составляет в бассейне р. Куньи (по буровым скважинам) 6—10 м. В нижней части горизонта они представлены разнородными песками и песчаниками, реже песчанистыми алевритами, переходящими вверх по разрезу в известковистые глины и мергели. Завершается разрез известняками и доломитами. На юго-востоке Псковской области породы задонского горизонта, как правило, в значительной мере загипсованы и содержащиеся в них фаунистические остатки полностью перекристаллизованы. В восточном и северо-восточном направлениях мощность задонских отложений постепенно увеличивается до 15—18 м, но из них на долю собственно чимаевских карбонатных пород приходится не более 7—10 м.

На р. Малый Тудер задонский горизонт представлен в нижней части разреза алевритистыми пестроокрашенными глинами и мергелями, а в верхней — глинистыми известняками с тонкими прослоями глин и мергелей, содержащих остатки ихтиофауны *Phyllolepis* sp., *Bothriolepis* sp. и др. Общая мощность отложений достигает 8—9 м.

Аналогичный характер имеет разрез в бассейне р. Полю, где в задонских отложениях найдены единичные остракоды *Eulanella pendula* Z a s p. и *Buregia zadonica* Pol. (Мокриенко и др., 1968 г.). Далее к северо-востоку в бассейне р. Мсты (в Крестецком и Валдайском районах) разрез задонского горизонта, мощностью 10—14 м, сложен в основном розоватыми, фиолетово-серыми и зеленоватыми известковистыми мергелевидными глинами с прослоями светло-серых пелитоморфных, местами доломитизированных известняков, пестроокрашенных мергелей и голубовато-серых алевритов с гиригонидами *Sycidium paucisulcatum* Prin., *Trochiliscus sexcocstatus* Prin. и редкими остатками ихтиофауны.

В Хвойнинском районе Новгородской области задонский горизонт, вскрытый несколькими буровыми скважинами (7281, 7283 и 7234; Хавин, Котлукова, 1958 г.), представлен буровато-розовыми и голубовато-серыми известняками и мергелями мощностью до 10 м, содержащими неопределимые обломки створок брахиопод, а также остатки криноидей, остракод и иглокожих.

В верховьях р. Сяси и на юго-востоке Ленинградской области (Кофман и др., 1957 г.; Саммет, 1958 г.; Мокриенко и др., 1966 г.) разрез горизонта мощностью до 15 м, сложен в нижней части пестроокрашенными плотными глинами, переходящими выше в темно-красные мергели и светло-серые, пятнистые доломиты с *Holoptychius* sp., *Bothriolepis* sp. и др.

Кроме перечисленных выше органических остатков, встречены остракоды *Acratia zadonica* Ego г. и *Lichwinella pendula* Z a s p.

Елецкий горизонт (D_3el). На рассматриваемой территории к елецкому горизонту условно, согласно Унифицированной схеме 1965 г.,

отнесена толща ярко окрашенных пестроцветных глин с прослоями песков и алевроитов, а в юго-восточной части Псковской и южной части Новгородской областей также мергелей и известняков. Залегают они на фаунистически охарактеризованных породах задонского возраста. Мощность толщи колеблется в значительных пределах, от 22 м на юго-востоке Псковской области (скв. 1-Кунья) до 65 м — в Крестецком районе Новгородской области (Вигдорчик, 1959 г. и др.). По стратиграфическому объему эта толща соответствует надчимаевским слоям Унифицированной схемы 1951 г. (Музыченко, 1953). По литологическим особенностям елецкий горизонт может быть подразделен на две части. Нижняя часть (15—43 м) сложена песчано-глинистыми отложениями, в кровле которых залегают слои глинисто-карбонатных пород. Она тем самым представляет собой законченный ритм седиментации. Что же касается верхней части, довольно резко контактирующей с подстилающими отложениями, то она сложена только песчано-глинистыми породами, соответствующими нижней части нового трансгрессивного ритма.

Вышележащие карбонатные породы, которые следовало бы рассматривать как отвечающие максимальной стадии развития елецкого бассейна, относятся (согласно стратиграфической схеме 1965 г.) к лебедянскому горизонту (биловской серии схемы Р. Ф. Геккера), что противоречит законам цикличности осадконакопления. По-видимому, верхнюю границу елецкого горизонта в пределах рассматриваемой территории следует проводить ниже, т. е. в основании его верхней терригенной пачки.

Елецкий горизонт развит только к югу от широты г. Тихвина. Естественные выходы его немногочисленны; они встречаются по рекам Большой и Малый Тудер, Поле, Мсте, Мде и мелким их притокам.

На юго-востоке Псковской области горизонт распространен восточнее р. Ловати. Он имеет здесь мощность 15—27 м и представлен в нижней части (в нижнем ритме) буроватыми песчанистыми алевроитами и мелкозернистыми песками, сменяющимися кверху плотными пестроокрашенными мергелевидными алевролитами и глинами, с прослоями светло-серых доломитов. Остатки фауны представлены единичными *Avicula (Leptodesma) aviculoides* Verp., *Bothriolepis* cf. *spinosa* Gross, *Holoptychius* sp., *Onychodus* sp., а также ядрами неопределимых остракод (Гречко, Элер, 1963 г.). Мощность отложений нижнего ритма составляет от 8 до 13 м. В основании верхнего ритма здесь повсеместно залегает пачка (0,8—2,5 м) алевроитов и алевроитовых глин, выделяющаяся густой пятнистой красно-бурой окраской. Выше преобладают разноцветные глины и мергели общей мощностью 7—16 м.

Близ границы Смоленской области, в разрезах скважин в деревнях Усвяты, Усмьны и др. (Епишкин и др., 1967 г.) в нижней части елецкого горизонта встречаются многочисленные линзы, прожилки и прослой белого и дымчатого мелкокристаллического гипса мощностью до 0,15 м.

В северо-восточном направлении, в бассейне р. Полю, мощность отложений возрастает до 40—48 м (Мокриенко и др., 1968 г.). На реках Большой и Малый Тудер горизонт представлен в нижней части пестроцветными песчано-глинистыми образованиями, а в верхней — мергелевидными глинами с прослоями известняков и мергелей¹. На р. Поле нижняя часть горизонта (нижний ритм) мощностью 25—30 м образована внизу глинами с редкими прослоями мергелей и мелкозернистых слюдястых песков. Верхняя часть ритма сложена преимущественно

¹ Тудерская свита Э. Ю. Саммета (1967 г.).

тускло пестроокрашенными мергелями с прослоями серых доломитов и зеленовато-серых глин. Строение верхнего ритма аналогично нижнему. Наряду с остатками ихтиофауны здесь встречаются остракоды *Evalnella pendula* Z a s p., *E. aff. incognita* E g o r., *Eridococoncha aff. tokmoensis* E g o r. В Валдайском, Боровичском и Крестецком районах мощность отложений выдерживается в пределах 35—46 м (Саммет и др., 1967 г.). Общий характер разреза аналогичен наблюдаемому в бассейне р. Полы. Низы обоих ритмов седиментации представлены в основании чередующимися прослоями песков и алевроитов, переходящих кверху в разноцветные песчаные, местами известковистые глины с редкими прослоями мергелей и с большим количеством гиругонид.

Из фаунистических остатков в Боровичском районе, по данным Е. Д. Остромецкой (1963 г.), встречены *Bothriolepis cf. maxima* G r o s s, *Eusthenopteron wenyukovi* R o h o n., *Holoptychius* sp., *Phyllolepis* sp. и др.

Далее к северо-востоку от среднего течения р. Мсты по всему разрезу преобладают красноцветные песчано-глинистые отложения с редкими прослоями пестроцветных мергелей и доломитов при полном отсутствии органических остатков. На востоке Новгородской области (скважина Пестовская и др.) в разрезе елецкого горизонта преобладают рыхлые мергели, известковистые и алевроитовые глины мощностью до 50 м, содержащие многочисленные гиругониды *Trochiliscus sexcostatus* P r i n.

Близ пос. Любытино, по рекам Мсте (между деревнями Раменье и Березовик), Мде и Язовке отложения, условно относимые к елецкому горизонту (Остромецкая и др., 1963 г.), представлены толщей переслаивающихся пестрых мергелей, известковистых глин и песков мощностью от 22 до 28 м. Органические остатки представлены обломками панцирных рыб *Phyllolepis* sp., *Holoptychius* sp. и гиругонидами *Trochiliscus sexcostatus* P r i n., *Sycidium paucisulcatum* P r i n.

Несколько западнее, в пределах Маловишерского района Новгородской области, отложения, отнесенные к елецкому горизонту, мощностью 30—40 м, лишены определенных органических остатков (Мокриенко и др., 1966 г.). По данным литолого-минералогических исследований они также относятся к двум ритмам седиментации. Отложения нижнего ритма (по обнажениям на р. Мсте и скважинам у деревень Шиново, Руслино и др.) имеют мощность 13—20 м, уменьшающуюся в северо-западном направлении. Они представлены в основании разреза мелкозернистыми буроватыми песками, включающими галечки карбонатных пород диаметром до 1,5 см. Выше наблюдаются алевроиты и плотные известковистые мергелевидные пестроокрашенные глины. Строение верхнего ритма аналогично нижнему.

В пограничной зоне Ленинградской и Новгородской областей, в бассейне верхнего течения рек Сяси и Чагоды (Кофман, 1957 г.; Хавин, 1958 г.), отложения елецкого горизонта сохранились лишь на отдельных возвышенных участках довизейской поверхности. Они представлены преимущественно алевроитами и известковистыми глинами с редкими прослоями мергелей и доломитов. Мощность их не превышает 10—15 м. Севернее линии г. Бокситогорск — пос. Ефимовский описываемые отложения не распространены.

Основными органическими остатками, встреченными почти повсеместно в отложениях, относимых к елецкому горизонту, являются гиругониды *Sycidium paucisulcatum* P r i n., *Trochiliscus sexcostatus* P r i n. и остатки ихтиофауны *Bothriolepis* sp. (cf. *maxima* G r o s s), *Phyllolepis* sp., *Eusthenopteron* sp., *Holoptychius* sp. В глинисто-мергелистых прослоях на юге и востоке Новгородской области нередки

остракоды *Knoxiella* ex. gr. *venusta* Z a s p., *K.* ex. gr. *collina* Z a s p., *Cavellina lovatica* Z a s p. (Заспелова, 1953).

Несмотря на малочисленность фаунистических остатков, описанные отложения на основании находок в разрезе Торопецкой скважины остракод *Eridoconcha* cf. *socialis* (Eichw.), *Plavskella* cf. *jamensis* S a m., *Indivisia nelidovoensis* S a m. и *Acratia* cf. *zadonica* E g o r. (определения Р. Д. Самойловой) сопоставляются с осадками елецкого горизонта Центральных районов Русской плиты.

Лебедянский горизонт (D₃lb). Лебедянский горизонт в пределах Главного девонского поля сопоставляется с биловскими слоями, выделенными и изученными Р. Ф. Геккером по р. Малый Тудер у д. Билово (Геккер, Обручев, Филиппова, 1935). В этих отложениях горизонт, видимой мощностью до 3,2 м, представлен пачкой переслаивающихся пестроцветных мергелей, зеленовато-серых песчанистых известняков и глин, в которых выявлен следующий комплекс фауны: брахиоподы *Cyrtospirifer lebedjanicus* N a l., *Camarotoechia* ex. gr. *livonica* (B u c h.) пелециподы *Kochia tuder* B. N a l., *Schizodus tuder* B. N a l., *Spirorbis omphalodes* G o l d f., *Echinocaris tudrensis* B. B. T s c h e r n., *Posidonomya gibbosa* W e n., *Nordwestia socialis* (Eichw.), *Pleurotomaria baschkirica* T s c h e r n., *Naticopsis* sp., наутилоидеи *Orthoceras helmsereni* P a c h t. Остракоды представлены *Cavellina tambovoensis* S a m. Нередки также остатки ихтиофауны *Bothriolepis* sp., *Holoptychius* sp., *Asterolepis* sp. Сравнительно обильны гириноиды *Sycidium paucisulcatum* P r i n. и *Trochiliscus sexcostatus* P r i n.

Полная мощность биловских пород по скв. 10-Билово составляет 18 м. Краткая характеристика этого разреза (Саммет и др., 1967 г.) приводится ниже:

- 0,00—8,65 м. Четвертичные отложения.
- 8,65—9,45 м. Известняк микрокристаллический, трещиноватый и слабокавернозный, светло-серый. Содержит многочисленные остатки *Cyrtospirifer* cf. *lebedjanicus* N a l.
- 9,45—16,75 м. Глина известковистая, плотная, голубовато-серая с прослоями розоватого глинистого мергеля мощностью до 2—3 см.
- 16,75—18,00 м. Глина известковистая, мергелевидная, серая с красно-бурыми и розовато-фиолетовыми пятнами.
- 18,00—22,00 м. Мергель неравномерноглинистый, местами переходящий в известняк, тускло пестроокрашенный в голубовато-серые и розовато-фиолетовые тона, песчанистый, с прослоями зеленовато-серой глины, с неясными отпечатками пелеципод.
- 22,00—26,40 м. Песчаник мелкозернистый, слюдисто-кварцевый, слабо сцементированный известковым цементом, охристо-коричневый. Ниже залегают пестроцветные известковистые глины елецкого горизонта.

Залегающий в основании разреза слой известковистого песчаника мощностью 0,6—4,5 м прослеживается на площади распространения лебедянского горизонта повсеместно и является маркирующим. До недавнего времени его было принято относить к елецкому (надчимаевскому) горизонту (Музыченко, 1947 г. и др.). Однако детальное геологическое изучение многочисленных разрезов, проведенное в последние годы (Саммет и др., 1967 г.), показало, что этот слой связан постепенными переходами с вышележащими породами. В связи с этим в настоящей очерке нижняя граница лебедянского горизонта проводится по подошве указанного известковистого песчаника.

На крайнем юго-востоке Псковской области, в бассейне р. Куны, мощность лебедянского горизонта уменьшается до 11—12 м (Гречко и др., 1963 г.). Нижняя его часть (2—3 м) представлена здесь зеленовато-серыми известковистыми песчаниками, глинами и мергелями, на которых залегают пачка однородных голубовато-серых доломитизиро-

ванных, неравномерно глинистых известняков с многочисленными остатками фауны, среди которых А. И. Ляшенко определены *Camartoechia* cf. *zadonica* Nal., *C.* et gr. *cernosemica* Nal., *Cyrtospirifer* cf. *archiaci* (Vern.), *C.* ex gr. *koscharicus* Nal., *Avicula* (*Leptodesma*) *avicoloides* Vern. var. *elongata* B. Nal.

Кроме выходов на р. Малый Тудер лебедянский горизонт обнажается по рекам Поле, Поломети, Мсте (ниже ст. Топорок) и их притокам. В бассейне Поля и Поломети мощность горизонта изменяется от 18 до 23 м. В основании его наблюдается зеленовато-серый алевролитистый песчаник мощностью 1,40 м, переходящий выше в разноцветный песчанистый мергель с редкими прослоями светло-серого глинистого доломита (по разрезу скважины в д. Пеньково и др.). Встречаются отдельные неопределимые ядра брахиопод, а также остракоды *Cavellina tambovoensis* Sam. и *C. grandis* Sam. Наряду с ними довольно часты гиругониды *Sycidium paucisulcatum* Prin., *Trochiliscus sexcostatus* Prin. (Мокриенко и др., 1968 г.).

В Валдайском и Боровичском районах Новгородской области (Остромецкая и др., 1963 г.; Саммет и др., 1967 г.), мощность лебедянского горизонта составляет 15—23 м. Кроме буровых скважин, на полную мощность породы горизонта вскрываются в обнажениях по р. Мсте (близ деревень Новинка, Токарево, Березовик, Хвощевик), где они образуют крутые башневидные останцы (местное название — «петушки»). Во всех этих обнажениях выходят ярко пестроокрашенные (розоватые, серые, коричневатые, голубоватые) мергели и мергелевидные глины, местами с прослоями известняков, в нижней части песчанистые и алевролитистые. Из органических остатков, по данным Е. Д. Остромецкой (1963 г.), встречаются обломки чешуй панцирных рыб (*Bothriolepis* sp., *Cocosteus* sp., *Holoptychius* sp., *Phyllolepis* sp.) и гиругониды *Sycidium paucisulcatum* Prin., *Trochiliscus sexcostatus* Prin. Найдены также единичные фораминиферы *Saccaminia* sp.

Наиболее западные выходы пород предположительно лебедянского возраста наблюдаются по р. Веребье близ пос. Мстинский Мост, где обнажаются серые тонкокристаллические, местами доломитизированные известняки видимой мощностью до 2,5 м, без органических остатков.

На востоке Новгородской области отложения лебедянского горизонта условно выделены в разрезах скважин в районе станций Хвойная и Андиферово (Кофман и др., 1957 г.; Хавин и др., 1958 г.), где мощность их не превышает 10—12 м. Они представлены здесь светло-зеленовато-серыми доломитовыми мергелями и известняками с редкими прослоями разноцветных известковистых глин. Мощность маркирующего алевролитистого песчаника в подошве слоя в этом районе местами не превышает 0,20 м (скважина у д. Косунские Горы и др.).

Данковский горизонт (D_3d). К данковскому горизонту отнесена толща песчано-глинистых и глинисто-мергельно-доломитовых пород, венчающая разрез верхнедевонских отложений и распространяющаяся в основном в южной и юго-восточной частях Новгородской области. По стратиграфическому объему она соответствует надбилловским слоям унифицированной схемы 1951 г. (без «верхней доломитовой толщи»). Естественные обнажения горизонта наблюдаются в пределах узкой полосы, примыкающей к выходам пород карбона, в верхнем течении Мсты, Поля, Ловати и их притоков. Наиболее полно изученные и фаунистически охарактеризованные разрезы известны по рекам Лыняной и Мшанке, левым притокам р. Мсты (северо-западнее г. Боровичи).

Вследствие неравномерной глубины последующего довизейского размыта мощность данковского горизонта колеблется в широких пределах — от 15—20 до 80 м, при этом увеличение мощности отмечается

в юго-восточном направлении. По литологическим особенностям он делится на две пачки: нижнюю, преимущественно песчано-глинистую, и верхнюю, глинисто-мергелевую. Песчано-глинистая пачка мощностью до 40 м сложена перемежающимися слоями пестроцветных неравномерно известковистых глин, зеленовато-голубых слюдястых песков, известковистых песчаников и реже мергелей. Верхняя пачка мощностью от 15—20 до 80—90 м представлена в основном пестроцветными мергелями и глинами с прослоями зеленовато-серых и розовых доломитов и доломитизированных известняков. Содержание карбонатных прослоев возрастает в юго-восточном направлении при одновременном появлении в них гипса.

По составу пород и минералогическим комплексам в толще данковских отложений можно выделить четыре ритма осадконакопления, из которых нижние два включают песчано-глинистую пачку. Они хорошо выделяются в разрезах по рекам Льяной и Мшанке, где представлена нижняя часть данковского горизонта мощностью 30—35 м¹. В основании ритмов здесь наблюдаются мелкозернистые слюдястые пески и слабо сцементированные песчаники мощностью до 1,5 м. Выше залегают разноцветные алевриты, алевролиты и алевритистые, местами карбонатные (мергелевидные) глины. В алевритовых прослоях в верхней части песчано-глинистой пачки (второго ритма) участками встречается значительное количество ихтиофауны: *Bothriolepis ornata* Eichw., *Panderichthys bystrowi* Gross, *Devononchus tenuispinus* (Gross), *Phyllolepis* sp., *Holoptychius* sp., *Glyptolepis* sp. Найдены также гирогониды *Sycidium paucisulcatum* Pr in. и стигмари.

По данным буровых скважин, мощность нижней песчано-глинистой части разреза в Боровичском районе составляет около 25 м. Вышележащая глинисто-мергелистая пачка имеет неполную мощность более 40 м и содержит лишь редкие остатки ихтиофауны *Bothriolepis* sp., *Phyllolepis* sp. и гирогониды *Sycidium maslovi* Sam., *Sycidium karpinskyi* Sam. Общая мощность горизонта в Боровичском районе достигает 80 м.

В бассейне р. Полы мощность данковского горизонта не превышает 17—18 м. Он также представлен здесь нижней пачкой, сложенной известковистыми песчаниками и карбонатными разноцветными глинами с редкими прослоями известняков, с остатками ихтиофауны (Мокриенко и др., 1968 г.): *Devononchus ketlerensis* Gross, *Bothriolepis ornata* Eichw., *Panderichthys bystrowi* Gross и др.

На северо-востоке Новгородской области (район Хвойная — Пестово) данковский горизонт представлен обеими пачками и имеет мощность до 70 м. Отличительной особенностью его в этом районе является общее увеличение карбонатности пород разреза в восточном направлении и постепенное исчезновение песчаных прослоев.

Отложения данковского горизонта небогаты остатками фауны. Кроме форм, перечисленных выше, в нижней части разреза встречаются черви *Spirorbis omphalodes* Goldf., брахиоподы *Lingula* sp., остракоды *Eridoconcha* cf. *socialis* (Eichw.), *Plavskella jamensis* Sam., *Indivisia nelidovoensis* Sam., *Cavellina zadonica* Egor., *Tambovia prima* Egor., гирогониды *Sycidium paucisulcatum* Pr in., *Trochiliscus sexcostatus* Pr in. Остатки ихтиофауны представлены видами: *Bothriolepis ornata* Gross, *B. sp. nov.*, *Dinichthys machlaevi* O. Obg., *Devononchus tenuispinus* Gross, *Chelyophorus verneuili* Ag., *Panderichthys bystrowi* Gross, *Holodipterus kiprianowi* (P and.), *Onychodus dellei* Gross, *Holoptychius nobilissimus* Ag., *H. flemingki* Ag. и др.

По данным многочисленных (более 70) анализов состава акцес-

¹ Льянский горизонт, по Е. Д. Остромецкой и И. В. Котлуковой (1966).

сорных минералов алевритовой фракции пород между ритмами наблюдаются значительные различия. Общим для всех ритмов является повышенное содержание циркона (до 35%), граната (до 32%) и рутила (до 20%). Наряду с этим по исследованиям Г. А. Юдиной (Саммет и др., 1967 г.) для терригенных отложений первого ритма, имеющего мощность от 12 до 23 м, характерно общее повышенное количество амфиболов (до 17,5%) и незначительное содержание апатита (менее 1,6%). Отложения следующего ритма выделяются резко повышенным содержанием апатита (до 34,2%), пониженным содержанием амфиболов (менее 9%) и почти полным отсутствием сидерита. Мощность отложений в пределах ритма сравнительно выдержана и колеблется от 12 до 17 м.

Наибольшие изменения мощности, от 13 до 30 м, присущи третьему ритму данковского горизонта, характеризующемуся повышенным количеством барита (до 72%) и сидерита (до 32%) в составе тяжелых минералов алевритовой фракции. От подстилающих пород отложения этого ритма отличаются также большей карбонатностью и преобладанием общей розоватой окраски.

Отложения последнего четвертого ритма обычно начинаются песчаниками и алевролитами (возможно, являющимися аналогами орловско-сабуровской толщи на территории Центрального девонского поля), выше которых наблюдается толща мергелей и мергелевидных глин с прослоями доломитов. Минеральный состав отложений этого ритма изучен недостаточно полно.

Мергельно-доломитовая пачка неустановленного возраста ($D_3?$). В юго-восточной части Главного девонского поля, на территории Боровичского (южная часть), Валдайского и Демянского районов Новгородской и на смежной территории Калининской области, на описанных выше глинисто-мергелистых породах данковского горизонта залегает толща доломитов и доломитизированных известняков с прослоями глин и мергелей мощностью до 60—70 м. По унифицированной схеме стратиграфии 1951 г. эта толща относилась к верхам надбилловских слоев и условно сопоставлялась с озерско-хованскими слоями Центрального девонского поля. В литературе она была известна под наименованием «верхней доломитовой толщи» надбилловских слоев.

На основании литологических исследований пограничных верхнедевонских — нижнекаменноугольных отложений в западной части Калининской области А. С. Корженевская (1947 г.) подразделила верхнюю доломитовую толщу на три пачки: нижнюю, доломитовую, среднюю — угледоломитовую и верхнюю известняково-доломитовую. Из них на территории Новгородской области развита только нижняя пачка, сложенная монолитными, слабокавернозными, микро- и тонкокристаллическими доломитами и доломитизированными известняками с прослоями (0,1—1,5 м) голубовато-серых, нередко с углистыми примазками, и буроватых доломитовых мергелей и глин. Мощность пачки колеблется от нескольких метров в районе г. Боровичи до 20 м на востоке Пестовского и юге Валдайского районов.

Южнее, в Калининской области, выше доломитов залегают:

1. Пачка темно-серых глин, мергелей и доломитов, обычно обогащенных углистым веществом и обугленным растительным детритом (так называемый горизонт угледоломитов)
2. Пачка светло-серых и желтоватых микрокристаллических доломитов и доломитизированных известняков с прослоями пестроцветных глин, содержащих микроскопические сферические конкреции («бисферы»). В верхней части пачки нередко встречаются стигмарины с ризоидами.

5—19 м

Возраст последних двух пачек особых сомнений не вызывает. Горизонт угледоломитов всегда было принято сопоставлять с озерско-хованскими слоями Центрального девонского поля. Более того, в аналогичных породах из разреза Старицкой опорной скважины В. С. Егоровым (Александрова, Петрова, 1957) были выявлены и определены остракоды *Koreyschaetes* ex gr. *socialis* Eichw., *Carbonita malevkenensis* Posp. и *S. ex gr. acutiangulata* Posp., являющиеся формами, характерными для озерско-хованских слоев. Таким образом, обе эти пачки в соответствии с Унифицированной схемой стратиграфии (1965 г.) должны быть отнесены к заволжскому горизонту турнейского яруса нижнего карбона.

Значительно сложнее обстоит дело с определением возраста описываемой пачки доломитов, бедной органическими остатками и весьма близкой по вещественному составу к подстилающим породам данковско-горизонта.

В последние годы в результате проведенных геологосъемочных работ получены данные, позволяющие с большим основанием решать вопрос о ее стратиграфической принадлежности. Прежде всего обращает на себя внимание тесная фациальная связь слагающих толщ пород с подстилающими отложениями. И те и другие являются осадками одного, трансгрессирующего с юго-востока морского бассейна и отражают общий ход развития этой трансгрессии. Пестроцветные глины и перекрывающие их мергели, отнесенные к данковскому горизонту, соответствуют началу трансгрессивного цикла, доломиты, доломитизированные известняки и мергели данной пачки — его максимуму.

Один из наиболее полных и хорошо изученных разрезов описываемой пачки, мощностью около 20 м, вскрыт структурно-картировочной скважиной № 507 у д. Раево, в 50 км к югу от г. Валдая (Калининская обл.) (Апсит, Николаева, 1961 г.). Здесь под нижнекаменноугольными породами с глубины 138,4 м залегают:

- 138,40—141,20 м. Известняк мелкокристаллический, доломитизированный, светло-коричневый.
- 141,20—141,80 м. Глина плотная, темно-серая.
- 141,80—143,20 м. Песок мелкозернистый, кварцевый, светло-серый.
- 143,20—145,80 м. Известняк микрокристаллический, кавернозный, светло-коричневый, с включением пирита.
- 145,80—146,30 м. Глина мергелевидная, плотная с тонкими прослойками и примазками углистого вещества, голубовато- и темно-серая.
- 146,30—151,30 м. Известняк микрокристаллический, доломитизированный, серовато-желтый, с включением рассеянного пирита и примазок углистого вещества.
- 151,30—154,00 м. Глина плотная, слабодоломитовая, темно-серая, с линзочками и прослойками угля.
- 154,00—159,00 м. Доломит микрокристаллический, кавернозный, желтовато-серый с включением рассеянного пирита.

Этот разрез был подвергнут Е. К. Вандерфлит детальному палинологическому изучению. Но только в интервале глубин 151,3—154 м в темно-серых слабо доломитизированных глинах, насыщенных углистым веществом с крупными фрагментами гелефицированных тканей, были найдены споры в количестве, достаточном для подсчета (Вандерфлит, 1964 г.). В выделенном ею комплексе резко преобладают (30—70%) над остальными мелкие, круглые плоскобугорчатые споры *Lophotrilletes* aff. *perspicuus* Naum., описанные С. Н. Наумовой из верхнедевонских отложений. Второе место в комплексе занимают мелкие, округлые, гладкие споры типа *Leiotrilletes minutissimus* Naum., от 1,5 до 14% в комплексе составляет группа спор новых видов, в литературе не описанных и требующих дальнейшего изучения. Кроме того, в комплексе присутствуют мелкие, угнетенные формы из группы *Trachytrilletes*

Naum., мелкие формы типа *Stenozonotriletes conformis* Naum. с единичными девонскими видами *Anisozonotriletes cristofer* (Guber) Zuschk., *Hymenozonotriletes* aff. *macrosteus* Kedo, *Ar. chaeozonotriletes variabilis* Naum., *Acanthotriletes* aff. *multisetus* (Guber) Naum. и др. Приведенный комплекс не позволяет дать определенного ответа о принадлежности этих слоев к озерским или хованским слоям.

В описываемой пачке также были выявлены многочисленные однокамерные фораминиферы верхнефаменского облика; остракоды из рода *Glyptolichwinella* (*Glyptolichwinella* ex gr. *spiralis* Jones et Kirkby), которые, хотя и считаются характерными для нижнего карбона (в частности, для хованских слоев), недавно были встречены даже в низах данковского горизонта (Тихомиров, 1967); многочисленные обломки панцирей *Bothriolepis* sp. (определения Д. В. Обручева, Обручев, 1958), рода, в карбоне не известного.

Все приведенные, хотя и малочисленные данные палеонтологического изучения, подтверждают скорее верхнедевонский, чем нижнекаменноугольный (заволжский) возраст рассмотренной пачки. Не вызывает сомнения принадлежность ее к единому циклу с нижележащими данковскими отложениями.

Изучение литолого-фациальных особенностей разреза верхнефаменских отложений показывает, что мергельно-доломитовая пачка тесно связана с подстилающими мергелями и глинами собственно данковского горизонта в едином трансгрессивном цикле, соответствующая максимуму трансгрессии, в то время как с вышележащими породами лихвинского (а при их отсутствии — яснополянского) надгоризонта карбона эта пачка контактирует по резко выраженной поверхности размыва, которым ознаменовалось начало каменноугольного осадконакопления в данном регионе.

В силу вышесказанного и за неимением других, более убедительных доказательств для однозначного решения вопроса о стратиграфическом положении рассмотренной пачки, в настоящем очерке она условно отнесена к верхнему девону стратиграфически выше данковского горизонта.

Неравномерная изученность девонских отложений в Ленинградской, Псковской и Новгородской областях не позволяет выделить в их разрезе биостратиграфические зоны и другие региональные критерии для обоснованного сопоставления его с разрезами смежных районов Прибалтики и Центрального девонского поля. Поэтому предложенное выше (см. табл. 6) стратиграфическое расчленение и корреляция разреза девонских отложений восточной части Главного девонского поля требует дальнейшего уточнения.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения распространены в восточной части Ленинградской и Новгородской областей, от южного побережья Онежского озера на севере и до р. Полы на юге. Эта территория, охватывающая сравнительно небольшую часть области развития карбона на Русской платформе, является северо-западной окраиной Подмосквовного каменноугольного бассейна. Наиболее широко представлены здесь нижнекаменноугольные отложения, выходящие на поверхность в бассейнах верхнего течения рек Полы, Мсты, Сяси, Паши, Ояти, среднекаменноугольные имеют подчиненное значение и сравнительно небольшое распространение, верхнекаменноугольные отложения полностью отсутствуют.

Интерес к каменноугольным отложениям северо-западной окраины Русской платформы не ослабевает вот уже более ста лет. В их изучении, начатом еще Р. Мурчисоном, принимали и принимают участие известные геологи — М. Э. Янишевский, С. Ф. Малявкин, Е. П. Брунс, С. Г. Вишняков, Р. Ф. Геккер, В. П. Бархатова, Н. Н. Форш, Б. С. Соколов, В. А. Котлуков, В. М. Познер и др.

В Тихвинском бокситовом районе геологические исследования возобновились в 1945 г. Однако широкое развитие они получили только в 1947 г., когда работами была охвачена вся центральная часть района между реками Воложкой и Тихвинкой. Особенно большой размах геологические исследования, связанные с изучением бокситов, получили в 1950 г. В результате исследований накопился обширный фактический материал по литологии и стратиграфии каменноугольных отложений, требовавший анализа и обобщения.

В 1951 г. была завершена монография С. Г. Вишнякова «Литология и бокситоносность северо-западного крыла Подмосковского бассейна», представляющая собой в значительной мере разработку теоретических основ поисков бокситов в палеозойских отложениях Русской платформы, вообще, и в Тихвинском бокситовом районе, в частности.

Не менее значительной по объему и содержанию явилась сводная работа по геологии и бокситоносности Тихвинского бокситового района, выполненная в 1953 г. группой геологов Ленинградского геологического управления (А. И. Александрова, А. А. Петрова, В. С. Кофман, Е. Д. Остромецкая, Е. И. Хавин, О. Н. Элькин и др.) под редакцией С. Г. Вишнякова. В ней обобщен фактический материал, собранный геологами более чем за двадцать лет поисков и разведки бокситов в Тихвинском районе, подробно освещены вопросы литологии и стратиграфии каменноугольных отложений, впервые произведена более или менее обоснованная увязка стратиграфической схемы отложений карбона, предложенной В. П. Бархатовой (1941) для Юго-Восточного Прионежья и верховьев р. Онеги, со схемами, принятыми в других частях Подмосковского угольного бассейна.

Геологические исследования на территории Боровичско-Любытинского и Валдайского бурого угля и огнеупорной глины. По мере накопления фактического материала шла разработка вопросов углепетрографии, литологии, корреляции разрезов, стратиграфии, получивших освещение в работах В. А. Котлукова (1955, 1956 г., 1962), А. С. Корженевской (1941, 1962), В. В. Гончарова (1952), А. П. Саломона (1962 г., 1966), В. М. Познера (1951), Е. К. Вандерфлит (1966), Е. К. Вандерфлит (1962), А. Э. Ульмера (1946) и др.

Следует отметить работы В. А. Котлукова, которые разработал для нижнекаменноугольных отложений Валдайско-Селижаровского района местную стратиграфическую схему, предложил для корреляции разобщенных разрезов метод выравненных профилей, и, что особенно важно, разработал принцип зависимости размещения генетических типов осадков песчано-глинистой толщи от рельефа подстилающей (довизейской) поверхности. Этот принцип с успехом применялся и применяется в различных районах северо-западной окраины Подмосковского бассейна при поисках и разведке бурых углей, огнеупорных глин и бокситов.

Изучение геологического строения Тихвинского бокситового и Боровичско-Валдайского бурого угля и огнеупорной глины. По мере накопления фактического материала шла разработка вопросов углепетрографии, литологии, корреляции разрезов, стратиграфии, получивших освещение в работах В. А. Котлукова (1955, 1956 г., 1962), А. С. Корженевской (1941, 1962), В. В. Гончарова (1952), А. П. Саломона (1962 г., 1966), В. М. Познера (1951), Е. К. Вандерфлит (1966), Е. К. Вандерфлит (1962), А. Э. Ульмера (1946) и др.

Изучение геологического строения Тихвинского бокситового и Боровичско-Валдайского бурого угля и огнеупорной глины проводилось разобщенно, и у исследователей каждого из этих районов сложился свой взгляд на стратиграфическое положение «продуктивной толщи» и «толщи переслаивания» нижнего карбона.

Немногочисленные обобщающие работы не касались вопросов геологической увязки между отдельными районами Подмосковного каменноугольного бассейна, а ограничивались лишь некоторыми общими замечаниями. Основная причина заключалась в отсутствии надежных критериев для сопоставления разрезов разных частей региона и прежде всего в недостаточной изученности остатков фауны и флоры. Несмотря на то, что в 1951 г. была принята унифицированная схема стратиграфии каменноугольных отложений для всей Русской платформы, представления исследователей по стратиграфии рассматриваемой территории по-прежнему базировались на местных региональных схемах.

В 1951 г. был опубликован сборник статей В. М. Познера, Т. В. Шлыковой и Р. А. Ганелиной «Стратиграфия и микрофауна нижнего карбона западного крыла Подмосковной котловины», посвященный монографическому описанию остракод и фораминифер и определенную возможность их использования для стратиграфического расчленения нижнекаменноугольных отложений. В 1954 г. вышла в свет монография М. Э. Янишевского «Фауна брахиопод нижнего карбона Ленинградской области», в которой впервые четко обосновано стратиграфическое значение отдельных групп нижнекаменноугольных брахиопод в пределах северо-западной окраины Подмосковного бассейна. Эти работы имели существенное значение для выработки единого подхода к стратиграфическому расчленению нижнекаменноугольных отложений Северо-Запада.

В 1955 г. сотрудниками Северо-Западного геологического управления М. Г. Гордон, О. Ф. Грачевой, В. Ю. Горянским, Г. И. Егоровым и Е. Г. Зуссер была завершена работа «Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений северо-западного крыла Подмосковного бассейна», представляющая собой сводку палеонтологических и литолого-петрографических исследований нижнекаменноугольных отложений в Боровичско-Лыбытинском и Тихвинском районах.

В период с 1955 по 1967 г. группой геологов Северо-Западного геологического управления (А. Н. Александрова, Т. В. Александрова, Г. Г. Николаева, И. В. Котлукова, В. С. Кофман, З. М. Мокриенко, Е. Д. Остромецкая, Е. А. Петрова, Э. Ю. Саммет, В. А. Филиппова, Е. И. Хавин почти на всей территории распространения каменноугольных отложений была проведена комплексная среднемасштабная геологическая съемка, а для отдельных частей Боровичско-Любытинского, Угловского и Тихвинского горнопромышленных районов и крупномасштабная геологическая съемка. В процессе этой работы произведено сравнительное описание и увязка всех опорных разрезов карбона северо-западной окраины Подмосковного бассейна по рекам Мсте, Прикше, Охотле, Рагуше, Тихвинке, Паше-Урье, Капше, Ояти-Тукше, Вытегре, Тагажме, ручью Петрову, Андоме, а также разрезов более чем 10 000 структурно-картировочных, поисковых и разведочных буровых скважин. В результате создана основа для региональных стратиграфических и палеогеографических построений.

В 1962 г. Е. К. Вандерфлит, В. Ю. Горянский, В. С. Кофман и Р. Е. Нельзина предложили региональную схему стратиграфии каменноугольных отложений северо-западной окраины Подмосковного бассейна, опирающуюся на все собранные к этому времени обширные палеонтологические и литологические материалы. Схема получила положительную оценку большинства геологов и явилась составной частью «Унифицированной стратиграфической схемы каменноугольных отложений Русской платформы» (1965 г.). В этом же году А. П. Саломон завершил большую работу «Закономерности размещения месторожде-

ний полезных ископаемых в песчано-глинистой толще нижнего карбона северо-западной окраины Подмосковского бассейна», в которой предложил детальную схему литолого-стратиграфического расчленения песчано-глинистой толщи нижнего карбона всего описываемого региона.

Работой, в какой-то мере подытоживающей перечисленные выше исследования, явилась сводка по геологии месторождений углей Подмосковского бассейна, изданная в 1962 г.

В 1964 г. Т. В. Александрова и В. С. Кофман составили комплекс литолого-палеогеографических карт для территории западной окраины Московской синеклизы в различные века каменноугольного периода. В этом же году В. С. Кофман закончил работу «Нижний карбон Южного Прионежья (стратиграфия и палеогеография)». В этих двух работах, кроме палеогеографических карт, подготовленных для «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» (1969), подробно освещены стратиграфия, литология, условия образования и залегания каменноугольных отложений рассматриваемой территории.

Результаты некоторых из перечисленных выше исследований опубликованы в ряде статей (Горянский, Егоров, Зеккель, 1958; Вандерфлит, 1962; Кофман, 1962, 1964, 1965; Горянский, Кофман, 1966; Саломон, Вандерфлит, 1966).

Завершая обзор изученности, следует отметить, что далеко не все вопросы стратиграфии карбона на Северо-Западе уже разрешены, в частности по-прежнему остается неясным положение нижней границы системы, а также границы между визейским и намюрским ярусами.

Пленум Межведомственной стратиграфической комиссии (МСК) в ноябре 1963 г. указал на необходимость пересмотра и понижения нижней границы намюра в связи с находкой Т. Н. Бельской в 1961 г. у д. Ровное, на р. Мсте, в слое «в», остатка *Megapronorites sacmarensis Rouzh* — вида, типичного для нижненамюрского подъяруса западного склона Урала.

На заседании Карбоновой комиссии МСК (январь 1968 г.) этот вопрос вновь обсуждался. Предложение о том, чтобы включить серпуховскую свиту (надгоризонт) в намюрский ярус (О. Л. Эйно, А. Я. Виссарионова, Г. И. Теодорович и др.), не встретило поддержки.

В пределах северо-западной окраины Подмосковского каменноугольного бассейна распространены отложения нижнего и среднего карбона, общая мощность которых достигает 380 м. Большая часть описываемой территории сложена породами нижнего отдела. Каменноугольные отложения достаточно хорошо обнажены и имеют ряд полных опорных разрезов по долинам рек, прорезающих склон Карбонового плато. Кроме того, они вскрыты многочисленными буровыми скважинами. Несмотря на это, стратиграфическое расчленение каменноугольных отложений в ряде случаев затруднено, в особенности образований нижнего карбона, отличающихся (в нижней половине разреза) пестротой вещественного состава, большой изменчивостью как в вертикальном направлении, так и по простиранию и нечеткой палеонтологической характеристикой.

Следующее ниже описание каменноугольной системы является обобщением результатов многолетних геологических исследований, произведенных на северо-западной окраине Подмосковского бассейна. В его основу положена унифицированная стратиграфическая схема карбона Русской платформы 1965 г. (табл. 10*).

Нижний отдел

На большей части территории северо-западной окраины Подмосковского бассейна разрез нижнего карбона представлен отложениями визейского и намюрского ярусов, в составе бобриковского (?), туль-

Сопоставления основных схем расчленения отложений, относимых на северо-западной окраине Подмосквовного бассейна к тульскому горизонту. Составил В. С. Кофман (1969 г.)

Горизонт	Расчленение толщи $C_1 (bb + tl + al)$ на северо-западе Русской платформы. По А. П. Саломону (1966)	Расчленение толщи $C_{1лл}$ в Боровичско-Любытинском районе. По Е. П. Брунс (1935)	Расчленение толщи $C_1^{ok tich}$ в Тихвинском бокситовом районе. По С. Г. Вишнякову (1940)	Расчленение тульского горизонта на северо-западной окраине Подмосквовного бассейна. По В. С. Кофману (1965)							
Алексинский	Верхний комплекс прибрежно-морских осадков	Верхний песчано-глинистый комплекс	Тихвинская толща	Надбокситовый комплекс $C_1^{ok tich_3}$	Углисто-песчано-глинистый комплекс			Верхнетульские отложения			
Тульский	Комплекс озерно-болотных осадков (углисто-глинисто-бокситовый)								Углисто-глинистый комплекс	Бокситовый комплекс $C_1^{ok tich_2}$	Сухарно-бокситовый комплекс
	Средний комплекс прибрежно-морских осадков	Нижний песчано-глинистый комплекс	Песчано-глинистый комплекс								
	Комплекс озерно-болотных осадков (сухарный)					?	?				
Бобриковский	Нижний комплекс прибрежно-морских осадков				$C_1 bb ?$	$C_1 ln$				D_2^3	D_1^3

ского, алексинского, михайловского, веневского, тарусского, стешевского и протвинского горизонтов. Отложения лихвинского надгоризонта турнейского яруса распространены только на юге региона в районе городов Боровичи и Валдай. Общая мощность нижнекаменноугольных отложений достигает 260 м.

К началу 40-х годов для нижнекаменноугольных отложений северо-западной окраины Подмосковного бассейна сложилось три основные стратиграфические схемы.

В Боровичско-Любытинском буроугольном районе схема стратиграфии была разработана З. А. Богдановой (1929) и М. Э. Янишевским (1935), а затем несколько детализирована для окской свиты Н. Н. Форшем (1935) и Р. Ф. Геккером (1938). В ее основу положен опорный разрез по р. Мсте.

В Тихвинском бокситовом районе схему стратиграфии нижнекаменноугольных отложений, опирающуюся на разрезы по рекам Рагуше и Тутоке, предложил С. Г. Вишняков (1934, 1940).

В Южном Прионежье и в верховье р. Онеги стратиграфическую схему каменноугольных отложений разработала В. П. Бархатова (1941), положившая в ее основу литолого-стратиграфическое расчленение опорных разрезов по рекам Тагажме, Вытегре, Андоме и ручью Патрову.

Эти схемы по существу сходны, так как отражают строение конкретных опорных разрезов и каждому из выделенных в них (по литологическим особенностям пород) слоев придают стратиграфическое значение (см. табл. 11). Для увязки перечисленных опорных разрезов с разрезами южной окраины Подмосковного бассейна выделенные в них слои на основании изучения литологии и остатков фауны были объединены М. Э. Янишевским в три толщи: песчано-глинистую, окскую и серпуховскую.

Общий недостаток перечисленных схем состоит в том, что они недостаточно отражают историю геологического развития региона в каменноугольном периоде. В этих стратиграфических схемах, в частности, не получила отражение историко-геологическая связь разновозрастных песчано-глинистых пород и известняков.

В 1941 г. Б. С. Соколов предложил региональную стратиграфическую схему нижнекаменноугольных отложений для всей северо-западной окраины Подмосковного бассейна, которой предполагалось заменить местные стратиграфические схемы. Однако из-за слабой изученности северной части территории эта схема оказалась противоречивой, не всегда достаточно обоснованной и в практику работы геологов не вошла.

В марте 1951 г. на Всесоюзном совещании во ВНИГРИ была утверждена первая унифицированная схема стратиграфии каменноугольных отложений Русской платформы и западного склона Урала.

К этому времени в пределах северо-западной окраины Подмосковного бассейна, уже имелись необходимые предпосылки для перехода от местных стратиграфических схем к унифицированной. В частности, работами К. В. Боголепова, Л. Н. Белякова, В. С. Кофмана и О. Н. Элькин, проведенными в Южном Прионежье в течение 1948—1951 гг., было установлено, что распространенные здесь отложения тульского, алексинского, михайловского и веневского горизонтов имеют те же фациальные особенности, какие характеризуют аңалогичные породы в Тихвинском или Боровичско-Любытинском районах, вплоть до бокситоносности тульских отложений; «остракодовые глины» представляют собой фацию, характерную для начала алексинского времени в Боровичско-Любытинском и Тихвинском районах, и распространены до

бассейна р. Ояти; основные слои михайловских и веневских известняков (слои a_6 и b по схеме М. Э. Янишевского, Р. Ф. Геккера и др.) развиты в Южном Прионежье в самом типичном виде и поэтому могут рассматриваться как опорные маркирующие горизонты нижнекаменноугольных отложений для всей северо-западной окраины Подмосковского бассейна.

Выделение маркирующих горизонтов в отложениях нижнего карбона позволило составить региональные корреляционные геологические разрезы сначала для южной (Кофман, 1957 г.; Хавин, 1958 г.), затем для северной части (Кофман, 1959 г., 1963 г.; Александрова, 1959 г.) описываемого региона и, наконец, сводного корреляционного разреза каменноугольных отложений рассматриваемой территории (рис. 34 *). Эти разрезы были также положены в основу создания единой стратиграфической схемы нижнекаменноугольных отложений для всей северо-западной окраины Подмосковского бассейна.

Наличие унифицированной стратиграфической схемы способствовало переходу от ранее принятых местных стратиграфических подразделений к выделению в составе нижнего карбона бобриковского (?), тульского, алексинского, михайловского, веневского, тарусского, стешевского и протвинского горизонтов, стратиграфический объем которых был унифицирован для всей Русской платформы.

Е. П. Брунс (1935, 1939), изучавшая разрезы «песчано-глинистой толщи» и «толщи переслаивания» в Боровичско-Любытинском районе, еще в середине 30-х годов, совершенно правильно отметила их закономерное, циклическое строение.

Весь разрез нижнего карбона в пределах северо-западной окраины Подмосковского бассейна представляет собой толщу переслаивания песчано-глинистых пород с известняками и доломитами. В нижней части, в яснополянском и окском надгоризонтах, доминируют песчано-глинистые отложения; в серпуховском надгоризонте и протвинском горизонте преобладают карбонатные породы. Такого рода переслаивание, в виде последовательного чередования трансгрессивных циклов осадконакопления, отражает неустойчивость базиса эрозии в прибрежно-морской зоне в течение всего раннего карбона на общем фоне трансгрессировавшего моря. В разрезе выделяется шесть основных циклов (алексинский, михайловский, веневский, тарусский, стешевский и протвинский), отделенных друг от друга поверхностями размыва. Все циклы состоят из песчано-глинистых образований, соответствующих началу трансгрессии моря, и карбонатных пород, отражающих максимумы ее развития. Регрессивные части циклов обычно размывы. Сохранившиеся части каждого цикла связаны между собой переходами, выраженными либо постепенным увеличением карбонатности, либо уменьшением песчаности осадка. Как будет видно из дальнейшего изложения, внутри некоторых, наиболее крупных циклов (алексинский, михайловский и веневский) наблюдаются более мелкие.

При сопоставлении отдельных, далеко отстоящих друг от друга разновозрастных разрезов (например мстинский, рагушский и тагажемский), очень важно правильно установить основное площадное направление фацальной изменчивости.

Длительное время в этом вопросе господствовала точка зрения М. Э. Янишевского, утверждавшего, что фацальные изменения нижнекаменноугольных отложений на северо-западе Русской платформы происходили в направлении с севера на юг. Этим объяснялась значительная разница в разрезах нижнего карбона Тихвинско-Боровичского и Андомо-Вытегорского районов.

Геологические исследования последнего десятилетия показали, что существенных различий между указанными разрезами нет. Нижнекаменноугольные отложения в Андомо-Вытегорском районе по своим фациальным особенностям (циклическому строению разреза и возрасту) являются полным аналогом таковых на реках Рагуше, Прикше и Мсте. Фациальные изменения нижнекаменноугольных отложений в пределах северо-западной окраины Подмосковного бассейна происходили не с севера на юг, как считалось ранее, а с юго-востока на северо-запад.

На громадной площади, расположенной к северу от р. Мсты, между отложениями девона и карбона фиксируется длительный стратиграфический перерыв, особенно значительный в Южном Прионежье, где породы визейского яруса залегают непосредственно на франских. Несмотря на перерыв, видимая резкая граница между девоном и карбоном не наблюдается, и смена пород происходит очень постепенно. Нечеткость этой границы явилась причиной того, что она устанавливалась на различных стратиграфических уровнях: Н. С. Иголкина (1941, 1945 гг.) и Б. С. Соколов (1946) в Южном Прионежье проводили ее по подошве алексинского горизонта (толщи *b* патровской свиты); Л. Я. Гольдин (1948 г.) в Южном Прионежье и А. П. Саломон (1963 г., 1966) в Любытинском районе — по кровле элювиальных и делювиальных образований довизейской коры выветривания.

В Валдайском и Демянском районах, где распространены отложения турнейского яруса, З. М. Мокриенко (1968 г.) и Э. Ю. Саммет (1969 г.), следуя данным спорово-пыльцевых определений Е. К. Вандерфлит, проводят указанную границу по подошве верхней доломитовой толщи бывшего надбилковского, ныне данковского (?), горизонта, сопоставляя ее с заволжским горизонтом Унифицированной схемы.

Однако большинство геологов (С. Г. Вишняков, Е. А. Петрова, А. И. Александрова, Е. Д. Остромецкая, И. В. Котлукова, В. С. Кофман, В. Ю. Горянский, А. М. Оганесова, Е. И. Хавин) считают наиболее правильным границу между девоном и карбоном проводить в южной части региона по кровле указанной доломитовой толщи, а в северной — по подошве элювиальных и делювиальных пестроцветных глин, залегающих в основании визейского яруса.

Турнейский ярус

Лихвинский надгоризонт

(малевский горизонт?)

Лихвинские отложения на Северо-Западе впервые были выделены В. А. Котлуковым (1935) в Валдайско-Селижарском районе в составе двух толщ: верхней — мергелисто-глинистой и нижней — доломитовой. В 1947 г. А. С. Корженевская расчленила лихвинские отложения на три толщи — наддоломитовую песчано-глинистую, доломитовых известняков и поддоломитовую. Позднее на основании результатов изучения остатков фауны и спор, а также сопоставления с разрезами южной окраины Подмосковного бассейна оба исследователя пришли к выводу, что каменноугольный (лихвинский) возраст имеет только верхняя наддоломитовая толща, а подстилающая ее толща доломитов является девонской.

При ревизии объема лихвинского надгоризонта на Северо-Западе (во время подготовки к Межведомственному стратиграфическому совещанию в 1962 г.) выяснилось, и это получило отражение в Унифицированной схеме стратиграфии каменноугольных отложений, что озерские

и хованские слои в их типичном виде не встречаются на этой территории.

Отложения лихвинского надгоризонта распространены главным образом южнее г. Боровичи — в Угловском, Валдайском и Бологовском районах. Небольшие разрозненные участки их известны и к северу от г. Боровичи, вплоть до пос. Комарово. Восточнее и юго-восточнее перечисленных районов, в разрезах скважин у поселков Удомля, Максатиха, Пороги и Пестово, они отсутствуют. Обычная мощность лихвинских отложений 2—5 м, и только в отдельных разрезах вблизи г. Валдая она достигает 12—15 м.

Лихвинские отложения заполняют понижения поверхности подстилающих девонских пород и отсутствуют на возвышенных участках. Лучше всего они изучены в районе Боровичи — Угловка, где вскрыты многочисленными буровыми скважинами и обнажаются на берегах р. Лыняной близ пос. Дерняки, р. Перстны в районе поселков Парахино — Поддубно и на правом берегу р. Мсты, в 1—1,5 км ниже д. Коегощи. Они представлены зеленовато- или голубовато-серыми глинами, тонкодисперсными, реже алевролитовыми, известковистыми, плотными, восковидными с чешуйчатой или комковатой текстурой. В них нередко заключены обугленные, пиритизированные растительные остатки. Пирит встречается также в виде мелких кристаллов и конкреций. В зоне выветривания лихвинские глины ожелезнены и имеют пеструю окраску (охристые, грязно-желтые, бурые и реже кирпично-красные пятна на зеленовато- или голубовато-сером фоне).

В подавляющем большинстве разрезов лихвинские глины не содержат органических остатков. Только в одной скважине (у д. Раево в 50 км к югу от г. Валдай) в шестиметровом слое зеленовато-серой и серой мергелистой «алевритовой» глины Е. К. Вандерфлит (Николаева, 1961) был обнаружен комплекс спор с резкой доминантой *Stenozonotriletes flexuosus* J u s c h. и *Trachytriletes flexuosus* J u s c h. (до 80%) и присутствием типичных турнейских видов: *Dictyotriletes subtennellus* J u s c h., *Anizozonotriletes fabus* J u s c h., *Hymenozonotriletes genuinus* J u s c h., *Lophotriletes rarituberculatus* (S a d k o v a) N a u m. и др. Такой комплекс характерен для малевского горизонта.

После отложения лихвинских глин, а севернее г. Бокситогорска по-видимому раньше, возможно еще в послефранское время, в пределах северо-западной окраины Подмосковского бассейна наступил длительный континентальный перерыв, который продолжался до середины визейского века. За это время здесь сформировался сложный структурно-денудационный рельеф, на возвышенных участках которого на довизейских породах развились каолининовая и аллитная кора выветривания.

Основные черты строения довизейской поверхности. Знание основных закономерностей строения довизейской поверхности являлось необходимым условием для успешных поисков залежей бокситов, огнеупорных глин и бурых углей, поскольку уже на ранних стадиях поисковых работ была установлена тесная генетическая связь осадков тульского возраста с определенными формами вмещающего их рельефа. Многолетними геологическими исследованиями установлено, что довизейская поверхность в пределах северо-западной окраины Подмосковского бассейна осложнена различными преимущественно эрозионными формами рельефа. Геологами неоднократно предпринимались попытки обобщить представления о довизейском рельефе в виде палеогеоморфологических схем (Малявкин, 1925; Брунс, 1935, 1939; Котлуков, 1940 г.; Вишняков, 1940; Хавин, 1956 г., 1958; Кофман, 1955 г., 1962, 1964). Схему палеогеоморфологического районирования довизейской поверх-

ности, охватывающую всю рассматриваемую территорию, предложил в 1940 г. В. А. Котлуков. В ней территория северо-западной и западной частей Подмосквовного бассейна подразделяется на четыре геоморфологические области:

1. Северо-восточное континентальное плато (так называемое «тихвинское плато»), охватывающее Тихвинский бокситовый район, Бабаево и Максатиху, с максимальными отметками довизейского рельефа 80—100 м абсолютной высоты. Поверхность плато сильно расчленена узкими (100—500 м) и глубокими V-образными долинами с крутым продольным профилем, составляющим древнюю эрозионную сеть, подобную гидрографической сети (мелкие реки, ручьи, овраги, балки) верховьев водосборных бассейнов современных ландшафтов.

2. Область расчлененного долинного рельефа среднего течения рек II порядка с многочисленными мелкими притоками, охватывающая Боровичский и Валдайский районы. Ширина основных долин (тип Комаровской депрессии) доходит до 2 км, глубина до 26 м. Отметки максимальных высот здесь были на 30—40 м меньше, чем на «тихвинском плато».

3. Область развития широких долин с пологими террасированными склонами (Нелидовский, Андреапольский и Селижаровский угленосные районы). Среднее и нижнее течение рек с хорошо выработанными, до 5—20 (!) км шириной, долинами, с плоскими террасами. Уровень водоразделов на 20 м ниже, чем в Боровичском, и на 50—60 м ниже, чем в Тихвинском районе.

4. Область обширных впадин с минимальными отметками довизейской поверхности. Расположена юго-восточнее и восточнее Селижаровской угленосной площади, представляет собой площадь развития долинообразных впадин нижнего течения рек I порядка. Отметки днищ этих впадин на 20—30 м ниже среднего уровня Селижаровской площади и на 80—100 м ниже «тихвинского плато».

Схема В. А. Котлукова, детализированная для Тихвинского бокситового района С. Г. Вишняковым, использовалась геологами при поисках полезных ископаемых вплоть до 1955 г. По мере дальнейшего развития поисковых и геологосъемочных работ она потребовала существенных поправок. Например, бокситы были найдены в районе верхнего течения р. Ояти, значительно севернее, чем это предполагалось по схеме С. Г. Вишнякова; в разрезах тульского горизонта в Боровичском и Валдайском районах, входящих в пределы «области расчлененного долинного рельефа среднего течения рек II порядка с многочисленными мелкими притоками», все еще встречались типичные прибрежно-морские карбонатные осадки, охарактеризованные соответствующей фауной, в том числе и фораминиферами. Оказалось необходимым пересмотреть существующие представления о древнем рельефе на основе нового фактического материала. Это было сделано В. С. Кофманом и Е. И. Хавиным, которые разработали региональную палеогеоморфологическую схему довизейской поверхности, существенно отличающуюся от рассмотренной выше (рис. 35).

В этой схеме довизейская поверхность в пределах северо-западной окраины Подмосквовного бассейна (от р. Андомы на севере и до оз. Селигер на юге) подразделяется на две зоны: континентальную (водораздельную) и прибрежно-морскую, охватывающие соответственно западную (приглинтовую) и восточную части территории. Поверхность континентальной зоны расчленена системой долин, которая в своем развитии была подчинена колебаниям уровня визейского моря, наступавшего с востока и юго-востока. Неустойчивость этого уровня обусловила образование сильно изрезанной береговой линии с мелководными за-

ливами, лиманами и лагунами, разделенными полуостровами. Большинство заливов являлись устьевыми частями эрозионных долин, уходящих на 15—17 км в глубь водораздельной зоны. Связь этих заливов с наступающим морем подчеркивается наличием в разрезе среди типичных континентальных образований прослоев опесчаненных мергелей, известковистых песчаников — типичных представителей прибрежно-морской фации.

Упомянутые долины в пределах водораздельной зоны принимают многочисленные притоки — ложбины, к которым в Тихвинском районе в основном и приурочены залежи бокситов.

Заливы типа лагун и лиманов характерны главным образом для более южных районов северо-западной окраины Подмосковного бассейна и, в частности, для Боровичско-Любытинского и Валдайского районов, где они вмещают залежи сухарных и полусухарных глин и бурого угля.

Новые представления о рельефе довизейской поверхности позволили заключить, что все части континентальной зоны, характеризующиеся общностью палеогеоморфологического строения, от р. Белой на юге и до р. Андомы на севере, в равной мере перспективны для поисков бокситов. Справедливость этой точки зрения подтвердилась в 1961 г., после того как было обнаружено новое месторождение бокситовых пород вблизи д. Лемы (20 км юго-западнее г. Вытегры), в районе, считавшемся ранее неблагоприятным для развития бокситоносной фации (Кофман, 1962, 1964).

Геологическими исследованиями, проводившимися в 50-х годах на севере описываемого региона, было установлено, что в бассейне верхнего течения р. Ояты, на участке между озерами Капшозеро и Нажемозеро, и далее на северо-восток, в пределах Андомо-Вытегорского района довизейская поверхность осложнена крупной водораздельной возвышенностью, получившей название «Кильозерский вал» (Кофман, 1954 г., 1962, 1964; Горянский, Егоров, Зеккель, 1958). Его длина около

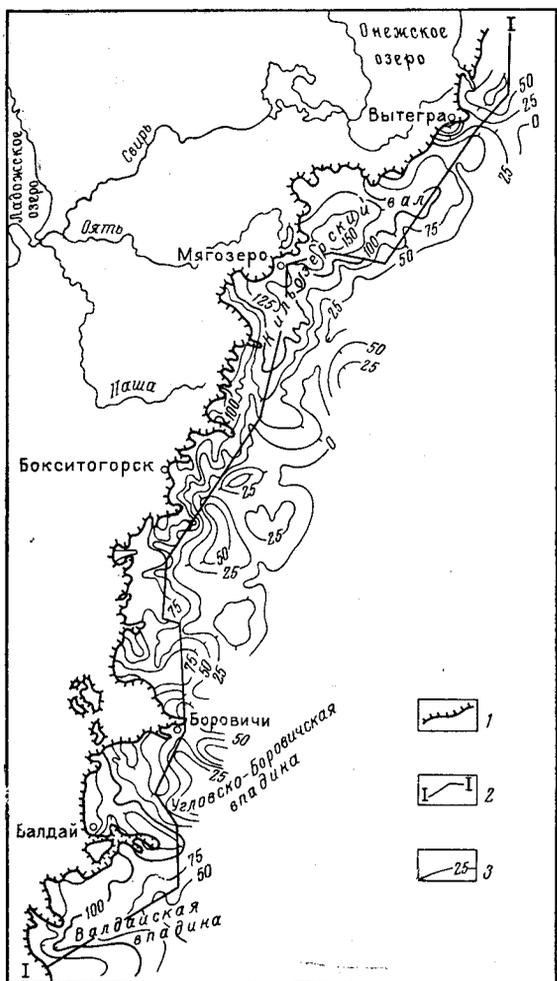


Рис. 35. Гипсометрическая карта-схема довизейской поверхности северо-западной окраины Подмосковного бассейна. Составил В. С. Кофман (1969 г.)

1 — граница распространения каменноугольных отложений; 2 — линия выравненного разреза (см. рис. 34); 3 — изогипсы довизейской поверхности

200 км, ширина 20—30 км, изредка до 40 км. Юго-западная часть возвышенности имеет абсолютные высоты 65—160 м и относительные превышения над прилегающей равниной около 100 м. Северо-восточная (Андомо-Вытегорская) ее часть располагается в пределах высот 10—80 м, с относительным превышением около 70 м.

Уплощенная водораздельная часть и пологие склоны Кильозерского вала уже к началу янополянского времени сильно расчленены системой эрозионных долин, многие из которых (спускающиеся с юго-восточного склона вала) в тульское время стали местом накопления бокситовых пород. С одной из таких долин (Мягозерской) связано месторождение бокситов.

Кильозерский вал, являясь прибрежной возвышенностью, был значительно приподнят над уровнем наступающего с юго-востока визейского моря вплоть до веневского времени.

Как поднятие, длительное время возвышавшееся над уровнем моря, Кильозерский вал, играл, как это будет видно из дальнейшего изложения, большую роль в формировании и распределении нижнекаменноугольных отложений.

Изучение деталей строения довизейского рельефа в более южных частях северо-западной окраины Подмосковного бассейна показывает, что аналогичная древняя возвышенность, так называемый «Шугозерский водораздел», площадью около 150 км², намечается в районе пос. Шугозера. Максимальные отметки поверхности девона в его пределах достигают 135—140 м, а относительное превышение составляет 40—45 м. Е. И. Хавин (1957 г.) вполне справедливо считает, что «Шугозерский водораздел» является северным продолжением более обширной Бокситогорской возвышенности, от которой осталась лишь узкая полоса частично размытого восточного склона.

В 1961—1962 гг. Е. Д. Остромецкой была выявлена крупная довизейская возвышенность в Боровичско-Любытинском районе, на участке Кончанское — Косунские Горы. Значительное поднятие в довизейском рельефе с абсолютными высотами 150—160 м намечилось также на западной периферии Валдайской впадины в Демянском районе.

Элювиально-делювиальные образования довизейской коры выветривания. На большей части описываемой территории (преимущественно в пределах водораздельных возвышенностей довизейской поверхности) разрез нижнего карбона (визейского яруса, на участках распространения лихвинских отложений) начинается пачкой пестроцветных элювиальных и делювиальных глин мощностью 0,5—6 м. Пестроцветность глин обусловлена их зеленовато-серой, охристой, красновато-коричневой, фиолетовой и сиреневой окраской, распределяющейся преимущественно в виде пятен и прожилок. Пятнистость окраски придает породе характерный брекчиевидный облик. От верхнедевонских (и лихвинских) пестроцветов описываемые глины отличаются меньшей интенсивностью окраски, блеклыми тонами.

Изменения в переходной зоне (девон — карбон) коснулись и вещественного состава пород. В ряде разрезов было прослежено постепенное превращение мусковита и серицита в гидрослюды, а гидрослюд — в каолинит. То же самое выявилось при изучении минералогических типов пестроцветных глин методом окрашивания: коренные девонские глины преимущественно гидрослюдистые, нижнекаменноугольные элювиальные — преимущественно каолинитовые. Относительно сильно изменился в визейских пестроцветных глинах минеральный состав алевритовой фракции. В легкой ее части резко уменьшилось содержание полевых шпатов и слюд; заметно отсутствие цветных слюд, так как биотит, постепенно обесцвечиваясь и разрушаясь, превратился в мелкочешуй-

чатку гидрослюдю; мусковит, присутствующий еще в достаточных количествах, также сильно изменен. Под микроскопом наблюдается зональное разрушение лейст и превращение их периферических зон в каолиновую муку. В тяжелой фракции почти полностью исчезли неустойчивые минералы, а рутил сильно лейкоксенизирован. В визейских пестроцветных глинах заметно также увеличение содержания полуторных окислов железа и алюминия при относительном снижении содержания SiO_2 .

Все это показывает, что пестроцветные глины, залегающие в основании визейского яруса, являются образованиями коры выветривания девонских пород или лихвинских (там, где отложения визейского возраста подстилаются турнейскими). Они представляют собой нижнюю часть остаточной, а местами переотложенной коры выветривания.

С. Г. Вишняков указывал, что в пределах Тихвинского бокситового района кора выветривания полного профиля нигде не сохранилась. Это не совсем верно. Полный разрез коры выветривания латеритного типа был описан еще в 1935 г. П. А. Гурвичем на правом берегу р. Белой, близ с. Кремница в Любытинском районе. В последние годы он детально изучался А. П. Саломоном (1966).

В 1952 г. у с. Мягозеро в Южном Прионежье, в пределах водораздельной части Кильозерского вала (абсолютная высота 142 м) буровыми скважинами вскрыт полный и пока единственный разрез аллитной коры выветривания (Кофман, 1964). В этом разрезе на пестроцветных, сильно каолинизированных элювиальных глинах (Al_2O_3 27—36%; Fe_2O_3 35—95%; SiO_2 56—44%), мощностью 3,4 м залегают:

1. Сиаллит, буровато-коричневый и лилово-вишневый, каменистый, вблизи контакта с подстилающими породами сильно каолинизированный и глиноподобный. Мощность 0,85 м (Al_2O_3 33—34%; Fe_2O_3 12—14%; SiO_2 35,5—37,5%).
2. Аллит светло-серый, каменистый, с бобовой текстурой. Мощность 0,2 м (Al_2O_3 44,5%; Fe_2O_3 3,5%; SiO_2 31%).
3. Сиаллит бурый, в верхней части серый, каменистый, плотный. Мощность 0,70 м (Al_2O_3 35—39%; Fe_2O_3 3,10%; SiO_2 37—41,5%).

Особенно интересным является тот факт, что в непосредственной близости к описанному разрезу расположено Мягозерское месторождение бокситов. При его изучении выяснилась генетическая связь между бокситовыми породами на месторождении и породами рассмотренного разреза коры выветривания.

Выявление и изучение участков с сохранившейся корой выветривания имеет важное значение для дальнейшего выяснения генезиса бокситов и огнеупорных глин на северо-западной окраине Подмосковского бассейна.

В отличие от подстилающих и перекрывающих отложений элювиально-делювиальные образования не содержат каких-либо остатков органической жизни, что весьма затрудняет определение их возраста.

В Южном Прионежье пестроцветные глины залегают на породах франского яруса и перекрыты отложениями тульского, а на склонах Кильозерского вала — алексинского и михайловского горизонтов. В центральной части Тихвинского бокситового района они лежат на породах фаменского яруса и также перекрыты тульскими отложениями. В Боровицкого-Любытинском и более южных районах пестроцветные глины залегают под тульскими, а на отдельных участках, возможно, и бобриковскими отложениями, перекрывают породы фаменского и турнейского ярусов.

Таким образом, пачка элювиально-делювиальных пород представляет собой образование разновременное. При этом в Южном Прионежье (участок д. Мягозеро), располагаясь между отложениями ниже-

воронежского подгоризонта девона и михайловского горизонта нижнего карбона, она имеет большую продолжительность развития по сравнению с Боровичско-Любытинским или Валдайским районами, где период формирования этой пачки по времени соответствует позднему турне и раннему визе.

Различными исследователями неоднократно предпринимались попытки определить стратиграфическое положение этой пачки.

В Боровичско-Любытинском районе Е. П. Брунс (1935) включала пестроцветные глины в состав нижнего песчано-глинистого комплекса, соответствующего бобриковскому или самым низам тульского горизонта. А. П. Саломон (1966) отнес весь комплекс образований коры выветривания предположительно к отложениям верхнедевонского возраста.

С. Г. Вишняков (1940) элювиальные глины Тихвинского бокситового района включил в состав нижней части тихвинской свиты (*tichia*), сопоставляемой им с бобриковским горизонтом.

В Андомо-Вытегорском районе В. П. Бархатова (1941) включила пестроцветные глины в состав толщи *a* патровской свиты, считая их возраст нижеокским. Н. С. Иголкина (1941 г.) и Б. С. Соколов (1946) рассматривали их как верхнедевонские образования. А. И. Кривцов (1959) считал, что они являются турнейскими. Рассматривая этот вопрос для всей территории северо-западной окраины Подмосковского бассейна, Е. К. Вандерфлит, В. Ю. Горянский и В. С. Кофман (Горянский, Егоров, Зеккель, 1958; Вандерфлит, 1962; Кофман, 1964; Горянский, Кофман, 1966) на основании изучения спор и микрофауны отнесли описываемые образования к тульскому горизонту, что получило отражение и в Унифицированной схеме стратиграфии каменноугольных отложений Русской платформы (1965 г.).

В настоящее время такое решение представляется авторам раздела неверным. Элювиальные и делювиальные пестроцветные глины являются более древними, чем породы тульского горизонта, так как послужили основным материалом для формирования нижнетульских отложений, в том числе бокситов и огнеупорных глин. Вместе с тем они не верхнедевонские и не лихвинские, поскольку являются образованиями коры выветривания на породах этого возраста. По-видимому, наиболее правильно пачку пестроцветных элювиально-делювиальных глин рассматривать как самостоятельную литолого-стратиграфическую единицу под индексом *sel-del*, исключив ее из состава тульского горизонта.

Визейский ярус

На северо-западной окраине Подмосковского бассейна в составе визейского яруса выделяются тульский, алексинский, михайловский, веневский, тарусский и стешевский горизонты. Имеются косвенные указания на возможность распространения в глубоких впадинах довизейской поверхности также и бобриковского горизонта, однако пока ни в одной из скважин породы достоверно этого возраста встречены не были.

В пределах региона повсеместно выдерживается основная закономерность строения разреза визейского яруса, выражающаяся в том, что нижняя его часть представлена преимущественно песчано-глинистыми породами, а верхняя — карбонатными.

Прежде чем приступить к описанию отложений визейского яруса, необходимо остановиться на вопросе о двух типах разрезов визейских отложений рассматриваемой территории.

В литературе неоднократно отмечалось резкое различие в разрезах нижнекаменноугольных отложений Тихвинско-Боровичского и Андомо-Вытегорского районов. Сущность этого различия состоит в следующем: в Тихвинском и Боровичско-Любытинском районах, в классических обнажениях по рекам Мсте, Охомле, Прикше, Рагуше, Воложке, а также в многочисленных буровых скважинах отложения алексинского и михайловского горизонтов представляют собой осадки типичных прибрежно-морской и морских фаций. Разрез представлен здесь переслаиванием известняков, доломитов и мергелей с песчано-глинистыми породами. И те и другие содержат многочисленные остатки фораминифер, брахиопод, пелеципод, остракод и др.

В Андомо-Вытегорском районе, в обнажениях на реках Вытегре, Тагажме и Андоме, часть разреза, соответствующая алексинскому и михайловскому горизонтам, представлена преимущественно песками и песчано-глинистыми породами речного и прибрежно-дельтового типов; прибрежно-морские осадки с очень редкими остатками фауны имеют резко подчиненное значение.

Такое на первый взгляд значительное различие разрезов алексинского и михайловского горизонтов, отстоящих друг от друга на расстоянии около 200 км, и отсутствие надежных палеонтологических данных вызвало необходимость выработать для Андомо-Вытегорского района особую местную стратиграфическую схему нижнекаменноугольных отложений, базирующуюся главным образом на литологических особенностях пород (Бархатова, 1941). В этой схеме закреплен «факт» существования двух типов визейских разрезов отложений: андомо-вытегорского и тихвинского. В дальнейшем неоднократно предпринимались попытки увязать эти разрезы между собой, однако недостаток фактического материала по промежуточной территории не позволял убедительно доказать их идентичность.

В начале 50-х годов, в процессе поисков бокситов в бассейне верхнего течения р. Ояти (Ленинградская область) было установлено, что визейские разрезы тихвинского и андомо-вытегорского типов находятся здесь на расстоянии всего лишь 6—10 км друг от друга, по обе стороны от обнаруженного ранее Кильозерского вала (рис. 36). Вблизи с. Озера (северо-западный склон Кильозерского вала) буровыми скважинами был вскрыт разрез, почти полностью отвечающий патровской свите в бассейне р. Вытегры и представленный (снизу вверх):

- | | | |
|-----------------------------|--|------------|
| <i>C₁pat «a»</i> | 1. Песчано-глинистые породы серого и темно-серого цвета с прослоями углистых и полусухарных глин, с многочисленными обугленными и минерализованными остатками растительности | 3 м |
| <i>C₁pat «b»</i> | 2. Песок светло-серый и белый, тонкозернистый, в нижней части среднезернистый, кварцевый, с тонкими прослоями серой тонкодисперсной пластичной глины | 20 " |
| <i>C₁pat «c»</i> | 3. Переслаивание алевритовых глин красно-бурого, серого, охристо-желтого и зеленовато-серого цвета с прослоями тонкозернистого песка и песчаников | более 10 " |

На юго-восточном склоне Кильозерского вала, вблизи с. Ладвы буровыми скважинами вскрыт типично тихвинский разрез, представленный (снизу вверх):

- | | | |
|-------------------------|---|-----|
| <i>C₁tl.</i> | 1. Глина пестрая, окрашенная в красный, фиолетовый, зеленоватый, серый и охристый цвета (чередование окраски пятнистое и жилковатое), алевритовая, участками тонкодисперсная, плотная | 3 м |
| <i>C₁tl.</i> | 2. Глина темно-красная с черными и серыми пятнами, тонкодисперсная, плотная, с углистыми включениями и прослоями | 3 " |
| <i>C₁tl.</i> | 3. Глина сиаилитоподобная, серовато-сиреневая, тонкодисперсная, плотная, неяснослоистая, с углистыми включениями и примазками | 1 " |

- C_{1fl} . 4. Сиаалит темного розовато-серого цвета, землистого сложения, участками плотный, каменистый, хрупкий, с минерализованными остатками растительности 3 м
- C_{1tl} . 5. Глина темно-серая с охристыми пятнами, песчаная, с минерализованными и обугленными остатками растительности и с железистыми стяжениями 0,5—1 „
- C_{1tl} . 6. Известняк серый, мелкокристаллический, перекристаллизованный, плотный, тонкоплитчатый, с остатками фораминифер *Eostaffella prisca* Raus., *E. prisca* var. *settella* Gan., *E. mosquensis* Viss., *E. parastruvei* Raus., *Plectogyra tajjanae* (Gan.), *Archaeodiscus glomus* Gan. и остракод *Bairdia nicomlensis* Posn., *B. distracta* Eichw., *Kellettina bituberculata* (МСОУ) и др. (аналог слоя «а₄» мстинского разреза) 0,5 „

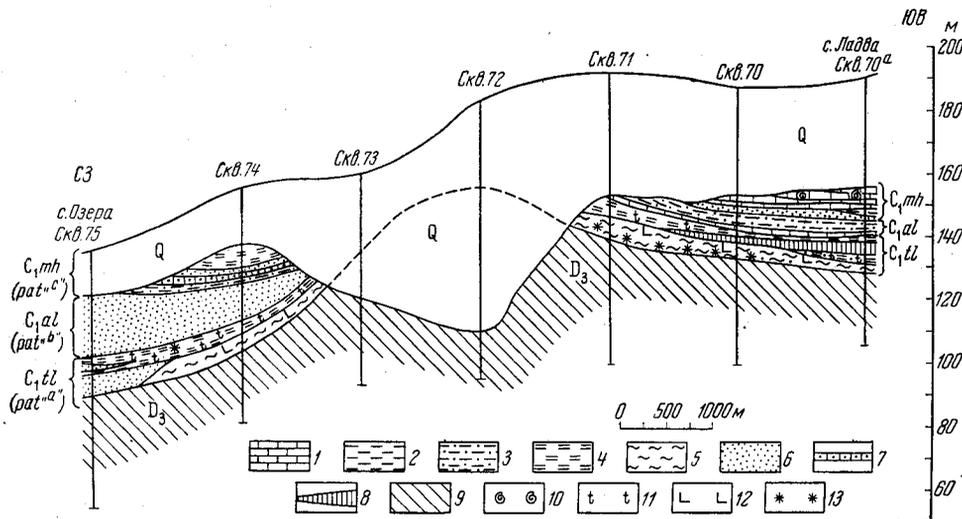


Рис. 36. Геологический разрез по линии с. Озера — с. Ладва. В. С. Кофман (1969 г.)
 1 — известняк; 2 — глина; 3 — глины песчаные; 4 — глина углистая; 5 — пестроцветная песчано-глинистая порода; 6 — пески; 7 — песчанник; 8 — бокситовая порода; 9 — отложения верхнего девона; 10 — остатки фауны; 11 — растительные остатки; 12 — слюдистость; 13 — железистые включения

- C_{1al} . 7. Глина пестроцветная, охристо-желтая с фиолетовыми и зеленовато-серыми пятнами, плотная, песчаная, с гнездами светло-серого мелкозернистого песка. Вблизи подошвы слоя глина известковистая 7 „
- C_{1mh} . 8. Песок серовато-коричневый, мелкозернистый, глинистый, участками сильно ожелезненный 1,5 „
- C_{1mh} . 9. Глина серая с красновато-коричневыми пятнами, плотная, песчаная, с мелкими железистыми стяжениями 1 „
- C_{1mh} . 10. Известняк светло-серый, органогенно-обломочный, в нижней половине слоя мелкокристаллический, перекристаллизованный, участками доломитизированный, крепкий, монолитный, в верхней части слоя рыхлый, мучнистый, дресвовидный, переполненный остатками фауны. Определены фораминиферы: *Eostaffella raguschensis* Gan., *E. galinae* Gan., *Bradyina rotula* (Eichw.), *B. modica* Gan., *Janisshewskina calceus* (Gan.), брахнопыды *Striatifera spinifera* (Pasek.), *Antiquatonia serenensis* Sar., остракоды *Paraparchites galbus* Posn., *Glyptopleura variabilis* (Jon. et Kirkby) и др. 7 „

Кроме того, в верхнем течении р. Лемы, всего лишь в 15 км к юго-западу от известных опорных обнажений на р. Тагажме и ручье Патровом (бассейн р. Вытегры), одной из структурно-картировочных скважин был вскрыт типичный «тихвинский» разрез, в котором среди отложений тульского горизонта встречены высокоглиноземные сиаалиты (Кофман, 1964). Этот разрез приурочен к юго-восточному склону Кильозерского

вала, в то время, как обнажения по р. Тагажме и ручью Патрову находятся на его северном склоне.

Очевидно, отмеченные различия в разрезах отложений нижнего карбона на описываемой территории вызваны местными палеогеографическими факторами. Как указывалось выше, Кильозерский вал в течение тульского, алексинского и михайловского времени возвышался над уровнем наступавшего карбонового моря. Осадки соответствующих горизонтов накапливались, последовательно примыкая к его склонам. Только известняки венецкого горизонта, подошва которых располагается на абсолютной высоте 152—158 м, первыми полностью перекрыли водораздельную поверхность Кильозерского вала.

Геологические профили, построенные вкрест простирания вала (см. рис. 36), свидетельствуют, что распространение патровской свиты ограничено лишь узкой полосой, протягивающейся вдоль его северо-западного и северного склонов. К востоку и юго-востоку от вала, примыкая к его юго-восточному склону, повсеместно распространены каменноугольные отложения в обычной для северо-западной окраины Подмосковского бассейна литологической и стратиграфической последовательности.

Таким образом, в нижнекаменноугольное время Кильозерский вал являлся своеобразным регулятором в распределении отложений прибрежно-морской зоны наступающего моря, барьером, препятствовавшим проникновению морских образований алексинского и михайловского горизонтов в бассейн среднего течения р. Вытегры.

Тульский горизонт (*C₁tl*). Отложения тульского горизонта распространены по всей северо-западной окраине Подмосковского бассейна. Они отсутствуют только в пределах наиболее возвышенной (водораздельной) части Кильозерского вала, представлявшей собой в тульское время сушу, а также на отдельных небольших участках, где эти отложения были уничтожены последующим размывом (вблизи ст. Неболчи, на левобережье р. Воложбы и др.).

Тульский горизонт сложен в основном аллювиальными, озерно-болотными и дельтовыми образованиями. Поэтому он характеризуется сильной изменчивостью вещественного состава, непостоянством мощностей и имеет сложное (многослойное) строение.

Эти главные особенности разреза тульского горизонта зависят также от морфологии рельефа подстилающей довизейской поверхности, гипсометрического положения, расстояния того или иного участка аккумуляции относительно береговой линии наступавшего моря и областей сноса. На рис. 37 схематично изображен сводный разрез тульских отложений, его состав и строение в различных палеогеографических обстановках — от верхних частей склонов довизейских водораздельных возвышенностей, где мощность отложений составляет 5—10 м, до глубоких впадин, где она достигает 50—60 м.

В пределах рассматриваемой территории среди тульских отложений широко развиты бокситовые породы, огнеупорные глины и бурые угли, находящиеся в определенной генетической связи и стратиграфических соотношениях между собой и с другими отложениями. Эти образования — ценные полезные ископаемые. Поэтому выявление всех зависимостей, существующих между ними, — первоочередная задача при проведении геологопоисковых работ. Различные воззрения, существующие по этому вопросу у исследователей каменноугольных отложений Северо-Запада (А. С. Корженевская, В. А. Котлуков, С. А. Рязанова, Е. П. Брунс, С. Г. Вишняков, В. С. Кофман, Е. Д. Остроумецкая, А. П. Саломон), выражены в предложенных ими схемах расчленения песчано-глинистой толщи, содержащей в своем составе отложения

тульского возраста (см. табл. 11). До недавнего времени наиболее широко использовались схемы Е. П. Брунс (1935, 1939) для тульских отложений Боровичско-Любытинского горнопромышленного района и С. Г. Вишнякова (1940) для Тихвинского бокситового района. В последние годы А. П. Саломон (1966) и В. С. Кофман (1964) разработали схемы расчленения тульского горизонта для всего описываемого региона.

Предлагаемое описание тульских отложений произведено в соответствии с последней из названных схем, которая в отличие от других

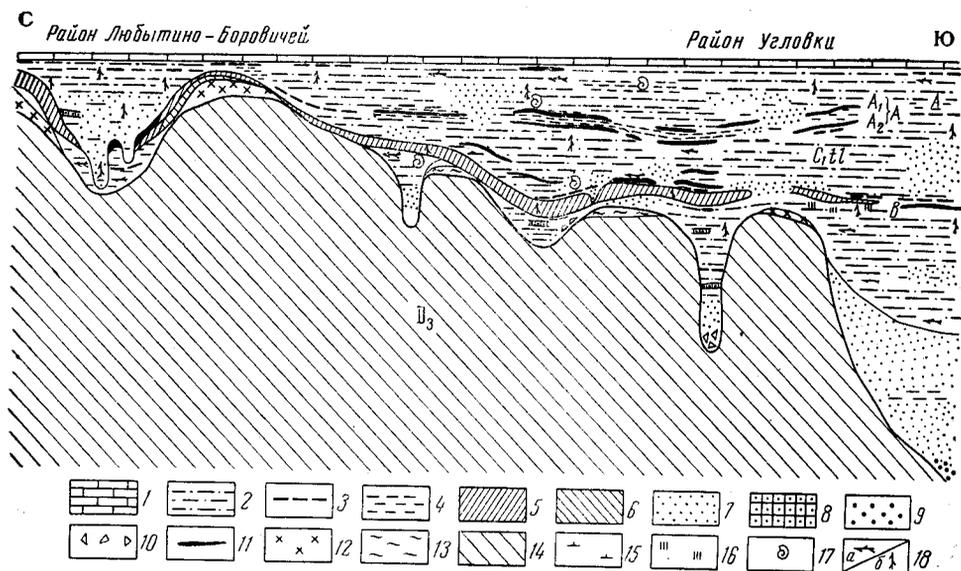


Рис. 37. Схематический сводный разрез отложений тульского горизонта в районе Любытино—Комарово—Боровичи—Угловка. По В. С. Кофману и Е. Д. Остроумцеву

1 — известняки (С₁а, слой а); 2 — глина песчаная и алевроитовая; 3 — глина углистая; 4 — глина огнеупорная тонкодисперсная — «мыленка»; 5 — глина огнеупорная сухарная и полусухарная; 6 — бокситовая порода — сиаллит; 7 — песок; 8 — песчаник; 9 — гравий и галька; 10 — конгломератовидная порода; 11 — уголь бурый; 12 — дольменитовая кора выветривания; 13 — пестроцветные глины лихвинского надгоризонта; 14 — отложения верхнего девона; 15 — известковистость; 16 — сухаристость; 17 — остатки фауны; 18 — растительные остатки; а — переотложенные; б — in situ; «В», «А₁», «А₂» — горизонты угля

отражает общие для всего региона закономерности разреза тульских отложений и учитывает при этом конкретные палеогеографические условия осадконакопления в тульское время. Основные положения этой схемы следующие: 1) пластичные, полусухарные и сухарные глины, огнеупорные глины и бокситовые породы (сиаллиты, аллиты и бокситы) являются членами одного генетического ряда, связанными между собой постепенными переходами, и различия между ними обусловлены главным образом физико-химическими особенностями среды осадконакопления и условиями диагенеза; 2) территория северо-западной окраины Подмосковного бассейна в это время представляла собой единый геолого-структурный район, характеризующийся общностью основных палеогеографических условий; 3) развитие этого региона в тульское время происходило в два этапа: в течение первого — раннетульского этапа преобладали континентальные и прибрежно-континентальные условия, во время второго этапа — поздне-тульского осадконакопления происходило в условиях озерно-болотных равнин прибрежно-морской зоны.

Разрез тульского горизонта в пределах северо-западной окраины Подмосквовного бассейна расчленяется на три части. Из них нижняя и средняя, сложенные породами песчано-глинистого и сухарно-бокситового комплекса, соответствуют раннетульскому этапу развития; верхняя часть разреза, сложенная углисто-песчано-глинистым комплексом пород, имеет позднетульский возраст.

Песчано-глинистый комплекс объединяет отложения, залегающие стратиграфически ниже огнеупорных глин и бокситовых пород: пески, алевролиты, песчаные глины, обогащенные соединениями углерода (болотные), и углистые глины с тонкими прослоями бурого угля и лигнита. Эти отложения занимают наиболее пониженные участки довизейской поверхности — низовья долин эрозионной сети, долинообразные депрессии, впадины, нижние части склонов довизейских возвышенностей.

В понижениях, расположенных вблизи участков, на которых развита довизейская кора выветривания, в основании тульского горизонта залегает неяснослоистая глинистая порода брекчиевидного сложения мощностью от 0,2—0,5 до 4,3 м (на правом берегу р. Белой у д. Кремница в Любытинском районе). Она состоит из мелких (1,5—2,5 мм) угловатых обломков пород, слагающих довизейскую кору выветривания и верхнедевонских пород, сцементированных белой и серой каолиновой массой с незначительной примесью песчано-алевритового материала. В породе много мелких растительных остатков. Контакт с подстилающими верхнедевонскими глинами весьма отчетливый, резкий. Разрезы, в которых встречена брекчиевидная порода, немногочисленны, но распространены по всему региону. Они известны на юго-восточном склоне Кильозерского вала в верхнем течении р. Ояти, в районе с. Ладва; на некоторых месторождениях бокситов вблизи г. Бокситогорска; на правом берегу р. Белой в Любытинском районе, в районе ст. Угловка и т. д.

В глубоких долинообразных депрессиях и в заливообразных впадинах, преимущественно в восточной части описываемой территории, разрез тульского горизонта начинается с толщи неравномерно мелкозернистых, кварцевых песков серовато-белого, желтовато-серого и серого цвета. В этих песках нередко встречаются прослой светлоокрашенных каолиновых и черных углистых глин, на отдельных участках песчаный материал сцементирован тонкодисперсным гелевидным каолиновым веществом. Мощность толщи достигает 25—30 м.

Существует представление, что пески в основании тульского горизонта прибрежно-морские, однако, как справедливо отмечает С. Г. Вишняков (1951 г.), их мощность достигает максимума в осевой части депрессий и уменьшается к их бортам, что свидетельствует о накоплении песков в руслах рек или в рукавах дельты. Об аллювиально-дельтовом их происхождении свидетельствуют также характер слоистости и гранулометрический состав. Описывая эти пески в обнажениях по р. Мсте (вблизи пос. Волгино). Е. П. Брунс (1939) подчеркивала, что они имеют косую слоистость речного типа и в основании, на контакте с девоном, содержат прослой конгломерата. В. С. Кофман (1963 г.) в нижнетульских песках на ручье Патровом в Вытегорском районе также отмечал речную однонаправленную косую слоистость в параллельных сериях (угол падения $\sim 10^\circ$, азимут падения 100—180°).

Стратиграфически выше песков залегает пачка углистых или углисто-слюдистых глин мощностью 10—30 м (в глубоких частях довизейских депрессий она достигает 45—50 м). Эти образования распространены повсеместно на обширной площади от р. Вытегры на севере до оз. Селигер на юге. Они приурочены к нижним частям склонов довизей-

ских возвышенностей и обычно представлены черными, темно- и светло-серыми, реже коричневато-бурыми алевроитовыми глинами с выдержанной микрослоистой текстурой и алевропелитовой структурой, переполненными фюзенизированными обрывками растительной ткани и углефицированными остатками растений. В верхней части разреза в глинах встречаются тонкие линзовидные прослойки бурого сажистого угля сантиметровой мощности (слой *Itl*, Саломон, Смирнов, 1962 г.), мелкие конкреции сидерита, стяжения и порошковидные присыпки пирита (в районе Боровичей, на Шиботовском месторождении, мощность пррслоя достигает 2 м).

В Тихвинском бокситовом районе эти глины характеризуются повышенным содержанием мусковита (до 20%). В Вытегорском районе, на ручье Патровом им присуще повышенное содержание Al_2O_3 , не снижающееся ниже 30% (при содержании Fe_2O_3 1—3,5% и п. п. п. 15—16%). Это типичные огнеупорные глины. В районе верхнего течения р. Ояты, среди углистых глин наблюдаются линзы глинистой охры и мумии мощностью до 2,5 м.

В восточной части описываемой территории глины известковистые, а на отдельных участках мергелистые. В ряде разрезов, приуроченных к глубоким частям довизейских депрессий, были встречены маломощные (0,15—0,3 м) слои глинистого известняка, свидетельствующие о кратковременной ингрессии моря в прибрежно-континентальную зону по наиболее пониженным ее частям. В одном из таких слоев, вскрытом буровой скважиной в Комаровской впадине (Любытинский район), Т. И. Шлыкова (1951) обнаружила комплекс тульских фораминифер, состоящий из многочисленных *Pseudoendothyra struvei* (Moell.), а также плохой сохранности зоштаффелл, эндотир, редких архедискусов, текстулярид и гипераммин. Там же в одном из карьеров в углистых тонкослоистых, лагунного типа глинах были встречены остатки лингул и наутилид(?).

Вверх по разрезу углистые глины сменяются огнеупорными глинами, а еще выше бокситовыми породами. Нижнетульский возраст песчано-глинистого комплекса отложений подтверждается результатами многочисленных спорово-пыльцевых анализов, произведенных Е. К. Вандерфлит (1962, 1966). В Южном Прионежье для этих отложений характерно в споровых комплексах преобладание *Leiotriletes platirugosus* (Waltz) и *Perisaccus campylopterus* (Waltz) Naum. над остальными тульскими формами. В Боровичско-Валдайском районе для нижнетульских комплексов спор характерно большое количество (до 30%) широкоотрочковых видов спор типа *Euryzonotriletes planus* Naum., *E. literatus* (Waltz) Isch., *Simozonotriletes intortus* (Waltz) Naum., незначительное количество пленчатых *Hymenozonotriletes pusillus* (Jbr.) Isch., а также присутствие характерных видов бобриковского горизонта — *Trematozonotriletes variabilis* var. *faveolatus* (Waltz) Naum., *Stenozonotriletes laevigatus* (Waltz) Naum. и др.

Вместе с тем в нижней части некоторых разрезов, вскрытых буровыми скважинами на юге Боровичского и Валдайского районов Е. К. Вандерфлит был обнаружен смешанный комплекс спор, содержащий более 50% спор группы *Trematozonotriletes* (*T. variabilis* var. *faveolatus* (Waltz) Naum. в сочетании с *T. goneacanthus* (Waltz) Naum.) *T. intermedius* (Waltz) Naum. и *T. dentatus* (Waltz) Naum. и синезеленые водоросли *Cladiscothallus koeppeni* Rensch. (Апсит, 1961 г., Соловьева, 1965 г.), что характерно для бобриковского горизонта.

А. П. Саломон (1966) эту часть разреза песчано-глинистого комплекса, мощностью 11—12 м, отнес к бобриковскому горизонту.

В. С. Кофман и В. Ю. Горянский более склонны считать, что бобриковские споры вместе с включающим их углистым материалом являются переотложенными. Не исключена возможность их попадания в низы толщи тульских аллювиально-дельтовых песков в результате перемыва и последующего переотложения осадков бобриковского возраста, тем более, что в настоящее время осадки этого возраста широко распространены юго-восточнее и южнее Валдайского района. По-видимому, они сохранились и в наиболее глубоких частях Боровичско-Угловской и Валдайской впадин (на рис. 34* эта часть разреза выделена под индексом $C_{1tl+bb?}$).

Огнеупорные глины сухарного ряда и бокситовые породы (сухарно-бокситовый комплекс) распространены в пределах склонов довизейских возвышенностей. Они накапливались в ложбинах и долинах древней эрозионной сети (бокситовые породы, полусухарные и сухарные глины) и на бортах заливообразных впадин (полусухарные и сухарные глины).

Еще в конце 40-х годов считалось, что распространение бокситов ограничено бассейном рек Тихвинки и Воложбы. Теперь месторождения бокситов известны и в Южном Прионежье и в верховьях р. Сяси, а бокситовые породы встречаются в западной и северо-западной частях Подмосквовного бассейна. Огнеупорные глины сухарного ряда распространены также широко. Мощность тех и других меняется в зависимости от гипсометрического положения участка аккумуляции и составляет 1—18—20 м для бокситовых пород и 1—7—10 м для огнеупорных глин. Бокситовые породы и огнеупорные глины — родственные образования, имеющие общий источник исходного материала — довизейскую кору выветривания. В Тихвинском бокситовом районе, где бокситовые породы и огнеупорные глины встречаются в одних и тех же разрезах, можно наблюдать постепенные переходы между ними, свидетельствующие, что они являются членами одного генетического ряда. В качестве типичного примера приводится разрез Губско-Почаевского месторождения (Вишняков, 1940), где над элювиальными пестроцветными глинами залегают (снизу вверх):

1. Глина темно-серая, с черными сильноуглистыми прослоями, неяснотонко-слоистая, сухаристая. При прокаливании она приобретает белый цвет и рассыпается в порошок. Химические анализы показывают, что глина содержит 30—50% глинозема и обладает высокой степенью огнеупорности (1730° и больше)	1 м
2. Сиааллит	2 "
3. Аллит	0,9 "
4. Боксит	5 "
5. Сиааллит	3 "

Подобный разрез наблюдается также на Батьковском, Чунинском, Максимовском и других месторождениях бокситовых пород, в том числе в Южном Прионежье на Мягозерском и Ладвинском и даже на самом северном Лемском месторождениях (в Вытегорском районе).

Минералогическое и химическое изучение подбокситовых сухарных глин показывает, что они принадлежат к каолиническому типу. Вместе с тем в них нередко содержится значительное количество свободного глинозема (по сравнению с количеством, необходимым для образования молекулы каолина). Некоторые разновидности таких глин содержат до 50% Al_2O_3 при 13—17% SiO_2 и являются по существу бокситовой породой.

С. Г. Вишняков неоднократно подчеркивал искусственность отнесения огнеупорных глин сухарного ряда и бокситовых пород к разным ге-

нетическим группам (1940, 1951 г.). Он считал, что боровичские «сухари» являются безжелезистыми сиаллитами, так как содержат свободные гидраты глинозема. К такому же выводу пришел и В. В. Гончаров (1952), специально изучавший вещественный состав огнеупорных глин Боровичского района. По его мнению, огнеупорные глины образовались в результате химической переработки местного девонского глинистого вещества в озерно-болотных водоемах под воздействием гумусовых кислот. При общем одинаковом составе исходного материала в различных водоемах или в различных частях одного и того же водоема, обладающих неодинаковыми свойствами среды, образовались глины, разные по химико-минералогическому составу и физическим свойствам. Главную роль в глинообразовании сыграло наличие растительных остатков и кислородный потенциал в водоеме. При недостаточном разложении растительного вещества в водоеме создавалась закисная среда, которая способствовала только разложению слюдopodobных минералов в каолинит или обеспечивала консервацию каолинитового материала, вынесенного при разрушении коры выветривания. При значительном содержании кислорода в водоеме происходило полное разложение органических веществ с выделением гумусовых кислот и угольной кислоты, воздействие которых вызывало глубокое разложение первичного каолинитового осадка и приводило к накоплению свободных окислов алюминия.

Все сказанное послужило основанием для объединения бокситовых пород и огнеупорных глин в один литолого-стратиграфический комплекс. Однако по этому поводу имеются и иные точки зрения. А. П. Саломон (1966), например, считает эти образования генетически не связанными между собой и помещает их в своей стратиграфической схеме в разновозрастные комплексы.

Накоплением осадков сахарно-бокситового комплекса завершился раннетульский этап развития северо-западной окраины Подмосквового бассейна. На размытой поверхности пород сахарно-бокситового комплекса с резким контактом залегает верхнетульский углисто-песчано-глинистый комплекс.

В Тихвинском бокситовом районе размыту предшествовали дегидратация и литификация обогащенного глиноземом осадка и превращение его в бокситовую породу. Наблюдается появление трещин усыхания, раскалывающих уплотнившийся осадок на угловатые обломки неправильной формы. В дальнейшем трещины усыхания были закольматированы кальцитом и глинисто-железистым материалом, что придало породе характерный пятнистый, брекчиевидный облик.

Размыт сахарно-бокситовых пород был вызван эрозионной деятельностью временных потоков. Поверхности размыта на породах сахарно-бокситового комплекса отчетливо выражены и в Боровичско-Любытинском районе. Здесь этот комплекс сложен в основном огнеупорными глинами. В его кровле залегает маломощный пласт (0,75 м) бурого гумусового угля, так называемой линзы или пачки «В» (в Валдайском районе он именуется «нижним пластом»).

Е. П. Брунс (1939) и Е. Д. Остромецкая (1960 г.), детально изучившие разрезы тульского горизонта в этом районе, отмечали, что на многих участках указанный пласт угля последующим размытвом расчленен на небольшие изолированные линзы или полностью уничтожен. Например, вблизи г. Боровичи, а также в ряде разрезов, вскрытых буровыми скважинами в районе пос. Окладнево и к югу от пос. Угловки, он замещен песком, залегающим на неровной бугристой поверхности «сахарных глин, а кое-где и прорезающим последние.

Сопоставление материалов по Тихвинскому и Боровичско-Любытинскому районам показывает, что размыв верхней части сахарно-бокситового комплекса явление региональное, охватывающее всю территорию северо-западной окраины Подмосковского бассейна. Он может рассматриваться как геохронологический рубеж, отделяющий раннетульский этап осадконакопления от позднетульского.

В названии «углисто-песчано-глинистый комплекс» отражено существенно новое качество слагающих его осадков — углистость. Комплекс образован двумя основными типами пород: 1) серыми огнеупорными пластичными глинами («мыленками» — в Боровичско-Любытинском районе, полусухарными и сухарными — в Тихвинском бокситовом районе); 2) углисто-сажистыми глинами.

Мощность комплекса изменяется от 7—8 м в пределах довизейских возвышенностей до 20—25 м во впадинах (Комаровская и др.).

Прослой и линзы кварцевых песков и песчано-алевритовых глин, достигающие мощности 1—3 м, имеют подчиненное значение.

Огнеупорные глины, с резким контактом залегающие на размытой поверхности подстилающих пород, тонкослойные и тонкодисперсные, окрашены в серый цвет с бурыми и красными пятнами. Они обычно каолиновые, реже гидрослюдисто-бейделлитового типа. Вверх по разрезу огнеупорные глины постепенно переходят в углисто-сажистые глины. Последние черного или темно-серого цвета, пластичные, тонкодисперсные, микрослойные. Они переполнены обугленными и минерализованными остатками растительности и в изобилии содержат конкреции сидерита, стяжения и присыпки пирита. В отдельных разрезах в глинах отмечается повышенная слюдистость. Углисто-сажистое вещество в глинах образует прослой; встречаются также пласты бурого угля.

Степень углефикации осадков и мощность пластов угля возрастают в направлении г. Валдая. На территории, расположенной к северу от р. Белой, в разрезах комплекса известен только один пласт угля мощностью 0,1—0,5 м, на расположенной к югу — два пласта, индексированные А. П. Саломоном (1966) III_{tl} и IV_{tl}. Нижний пласт угля III_{tl} (линза А₂ на Усть-Брынкинском месторождении, линза А на Комаровском) в Валдайском и Боровичском районах имеет прерывистое линзовидное строение и мощность 0,5—0,75 м, реже 1,5 м; верхний пласт — IV_{tl} (линза А₁ на Усть-Брынкинском, линза С на Комаровском и «пласт» на Шереховичском месторождениях) имеет мощность 0,3—0,7 м и только в Комаровской впадине достигает 1,8 м.

На месторождениях в районе г. Боровичи в пластичных, тонкослойных, серых глинах, вмещающих угли линзы А₂, Е. Д. Остромецкой (1960 г.) обнаружены остатки морской фауны (лингулы, наутилоидей?), свидетельствующие о накоплении образований углисто-песчано-глинистого комплекса в озерно-болотных водоемах прибрежно-морской зоны. Примерно на этом же стратиграфическом уровне, в одном из разрезов, вскрытом скважинами южнее пос. Угловки (скв. № 135 у д. Станки), в прослое перекристаллизованного известняка Р. А. Ганелина обнаружила тульский комплекс фораминифер (Соловьева, 1965 г.): *Pseudoendothyra candida* (G a n.), *Eostaffella prisca* R a u s., *E. prisca* var. *settella* (G a n.), *Mediocris breviscula* (G a n.), *Endothyranopsis compressus* (R a u s.), *Plectogyra similis* (R a u s. et Reitl.), *Pl. prisca* (R a u s. et Reitl.), *Archaediscus krestovnikovi* R a u s., *Arch. pauxillus* Schlyk.

Верхнетульский возраст рассматриваемых отложений был установлен по комплексу спор, содержащему *Hymenozonotriletes pusillus* (Ibr.) Isch. (10—75%), *Perisaccus campylopterus* (Waltz) Naum. (55%), *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* Naum., *Tr. concavus* Naum.,

Tr. concavus var. *okensis* Jusch. и характерные руководящие виды — *Trematozonotriletes bialatus* (Waltz) Naum., *Simozonotriletes caliginosus* Jusch., *Nymenozonotriletes rugosiusculus* Naum. и др. (Саломон, Вандерфлит, 1966; Вандерфлит, 1968).

Алексинский горизонт (*C_{1al}*). Отложения, образовавшиеся в алексинское время, имеют очень пестрый состав и сложное строение. Главной их особенностью является трансгрессивно-регрессивная цикличность разреза, которая на фоне общего развития трансгрессии визейского моря отражает периодические изменения его уровня. В отличие от тульских алексинские отложения накапливались преимущественно в морских и прибрежно-морских условиях. По всему региону они представлены переслаиванием маломощных слоев известняка с песчано-глинистыми породами. Вместе с тем в каждом из районов эти отложения характеризуются своими специфическими особенностями.

В Боровичско-Любытинском районе р. Мстой и ее притоками, а также многочисленными буровыми скважинами вскрыты четыре слоя алексинских известняков (a_1, a_2, a_3, a_4), переслаивающихся с озерно-болотными и прибрежно-морскими глинами. Здесь представлен наиболее полный разрез алексинских отложений.

В районе г. Валдая и южнее, наряду с участками, где алексинский горизонт характеризуется теми же особенностями, что и на р. Мсте, имеются разрезы, содержащие один сравнительно мощный слой известняка (5—7 м), соответствующий слоям a_1 — a_2 или a_1 — a_3 .

В центральной части Тихвинского бокситового района, где преимущественно развиты прибрежно-дельтовые осадки, наблюдается только один слой известняка — a_4 .

В Южном Прионежье, северо-западнее Кильозерского вала, разрез сложен преимущественно аллювиальными и дельтовыми песками; юго-восточнее вала развиты осадки неустойчивого мелкоморья с двумя тонкими прослоями известняка.

Нижняя граница алексинского горизонта большинством исследователей проводится (как это предложил в 1936 г. М. Э. Янишевский) по подошве слоя известняка a_1 или связанной с ним «остракодовой» глины, содержащей в изобилии раковины различных видов остракод. Это удобно для решения практических задач (геологической съемки и поисково-разведочных работ), но не совсем верно, по крайней мере для южной половины региона. Как известно, еще в 1941 г. В. А. Котлуковым в песчано-глинистых породах Селижаровского и более южных районов, ниже первого алексинского известняка была обнаружена фауна алексинского возраста. После изучения фауны и спор на необходимость проводить границу тульского и алексинского горизонтов в Подмосковной котловине ниже известняка a_1 указывали В. Ю. Горянский, Г. И. Егоров и Я. Д. Зеккель (1958). Они считают, что литологическое однообразие тульско-алексинских пород, свидетельствующее об отсутствии крупных изменений в процессе осадконакопления в это время, не позволяет при существующей степени изученности этих толщ устанавливать точную границу между ними. В каждом конкретном разрезе ее следует проводить по подошве пород, содержащих алексинскую фауну и флору. Четкий комплекс спор алексинского возраста обнаружен Е. К. Вандерфлит в Боровичском и Валдайском районах в осадках, залегающих также ниже известняка a_1 (Саломон, Вандерфлит, 1966).

Е. Д. Остромецкой на р. Крупне вблизи г. Боровичи в 1960 г. описан разрез (пока единственный в таком роде), позволяющий не только наблюдать положение границы между тульским и алексинским горизонтами, но и убедиться в наличии размыва между ними. Ниже известняка a_1 здесь обнажены:

- C_{1al}*. 4. Глина сильнопесчаная, темно-серая, слюдястая, с включениями светлого тонкозернистого песка, с многочисленными обломками стигмарий 0,3 м
- C_{1al}*. 5. Песок сильноглинистый, горизонтально-слоистый, серый, с многочисленными растительными остатками. Нижний контакт резкий, неровный, с глубокими и широкими карманами, подчеркнутый прослоем серой песчаной глины 0,2 „
- C_{1tl}*. 6. Глина сильнопесчаная, серая, массивная. Много обломков стигмарий с сохранившимися ризоидами. Вблизи верхнего контакта прослой серого тонкозернистого песка с ярко-красными минерализованными остатками растительности, ориентированными вертикально. Резкий эрозионный контакт между слоями 5 и 6 как бы срезает эти образования 1,85—1,9 „
- Ниже залегает серая и темно-серая глина с пиритизированными и обугленными остатками растительности, с прослоем бурого, гумусового, дюренового угля 0,2 „

Наиболее полный разрез алексинского горизонта, залегающий на породах тульского возраста, обнажается по р. Мсте, выше г. Боровичи. Он неоднократно описывался, хорошо изучен и считается опорным для всей северо-западной окраины Подмосковского бассейна.

Этот разрез начинается плотным серым органогенно-обломочным известняком *a₁*, согласно лежащем на отложениях тульского возраста, мощностью от 0,5 до 1 м с остатками кораллов *Lithostrotion junceum* Flem., *Syringopora rossica* Stuck., брахиопод *Chonetes parvus* Jan., *Productus concinnus* Sow., *Echinoconchus elegans* (M'Coу), *Buxtonia scabricula* (Mart.), *Avonia youngiana* (Dav.), остракод *Paraparchites armstrongianus* (Jon. et Kirkby), *Beyrichiopsis mstaensis* Posn., *Hollinella radiata* (Jon. et Kirkby), *Amphissites urei* (Jon.), *A. mosquensis* Posn., *Healdianella subaequalis* Posn., *Bairdia alta* Jon. et Kirkby, *B. distracta* Eichw. и др.

Южнее р. Мсты, в Угловском и Валдайском районах, этот известняк вскрыт буровыми скважинами повсеместно. Он достаточно отчетливо прослеживается также и к северу — почти до р. Воложбы. Правда, здесь он не образует сплошного пласта, а представлен отдельными разобщенными линзами, которые образовались либо в результате последующего размыва, либо потому, что на более высоких участках подстилающей поверхности отлагались другие осадки. Далее к северу слой *a₁* из разрезов исчезает и появляется вновь лишь в бассейне р. Вытегры, где буровыми скважинами у поселков Рубеж и Пивки над углистой черной глиной и пестроокрашенной сильно каолинизированной глиной тульского возраста вскрыт плотный, светло-серый органогенно-обломочный известняк мощностью 0,5—0,6 м. Он беден фауной и содержит только остатки фораминифер: *Mediocris breviscula* (Gan.), *Eostaffella* ex gr. *mosquensis* Viss., *Plectogyra similis* var. *lenociniosa* (Schlyk.), *P.* ex gr. *similis* (Raus. et Reitl.), *Climacammina* aff. *prisca* Lip., *Archaediscus itinerarius* Schlyk., *Earandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *E. elegans* (Raus. et Reitl.).

В мстинском разрезе выше слоя *a₁* залегает связанная с ним постепенным переходом серая известковая глина мощностью 0,5 м. Глина переполнена раковинами остракод, брахиопод и обломками колоний мшанок (фенестеллид) ¹.

Определены брахиоподы *Chonetes parvus* Jan., *Buxtonia scabricula* (Mart.), остракоды *Paraparchites suborbiculatus* (Münst.), *P. inornatus* (M'Coу), *P. armstrongianus* (Jon. et Kirkby), *Jonessina angulata* Posn., *J. girtyi* Posn., *Beyrichiopsis mstaensis* Posn., *Hollinella radiata* (Jon. et Kirkby), *H. longispina* (Jon. et Kirkby), *Kirkbya lessnikovae* Posn., *Amphissites urei* (Jon.), *Kelletina bituberculata*

¹ Определение мшанок не производилось.

(М'Соу), *Jongiella naviculata* Posn., *Cavellina recta* (Jon. et Kirkby), *Bairdia distracta* Eichw. и др.

В бассейне р. Воложбы и к северу от него, там, где отсутствует слой a_1 , мощность глины с остракодами возрастает до 2—3 м, а в пониженных участках до 5 м; цвет ее становится сургучно-красным.

Остракодовый горизонт прослежен буровыми скважинами 146, 156 и др. до верховьев р. Ояти, где в пределах Мягозерского месторождения бокситов под слоем известняка a_4 были вскрыты:

C_{1a} . Глубина 114,25—116,50 м. Глина буровато-коричневого цвета с серыми и охристыми прослойками, алевроитовая, незначительно каолинизированная, плотная, тонкослоистая, с многочисленными раковинами остракод, среди которых определены *Balantoides* sp. N1 Posn., *Hollinella longispina* (Jon. et Kirkby), *Kelletina bituberculata* (М'Соу), *Amphissites clavatus* Posn., *Bairdia distracta* Posn.

C_{1a} . Глубина 116,50—117,00 м. Глина черная, углистая, с прослоями и гнездами тонкозернистого песка.

C_{1b} . Глубина 117,00—125,15 м. Бокситовые породы.

Тонкослоистые глины, переполненные остатками морской фауны в том числе и остракод, вскрыты скважинами также на Ладвинском месторождении бокситов, расположенном в 15 км северо-восточнее Мягозерского.

Остракодовая глина — это фация, которая прослеживается вдоль береговой линии визейского моря непрерывно на протяжении более 500 км и отражает происшедшее на рубеже тульского и алексинского времени изменение континентальных и прибрежно-континентальных условий осадконакопления на прибрежно-морские.

В Андомо-Вытегорском районе остракодовые глины под первым алексинским известняком отсутствуют. Очевидно, условия, господствовавшие в это время в прибрежной части визейского моря у юго-восточного склона Кильозерского вала, были неблагоприятны для существования остракод.

Здесь в соответствующей части развиты (снизу вверх):

1. Глина (пестроокрашенная в фиолетовый, зеленовато-серый, вишневый и охристо-желтый цвет, песчаная, на отдельных участках тонкодисперсная и жирная на ощупь, плотная, с угловато-обломочной текстурой, нередко каменистая) 1,9—2 м.
2. Глина углистая синевато-черного цвета с охристо-желтыми пятнами, песчаная, плотная, неяснослоистая, с мелкоугловато-обломочной текстурой, щеленчатая. Наблюдаются включения углистого вещества, обугленные остатки растительности, ориентированные по плоскостям слоистости, и мелкие кристаллики пирита 0,1—0,8 „

Мшанково-остракодовые глины в разрезе на р. Мсте перекрываются слоем известняка a_2 мощностью 2,5—3 м. Он коричневатого-серого цвета, органогенно-обломочного сложения, более плотный в нижней части слоя и мягкий, глинистый в верхней. Комплекс обнаруженных фораминифер и остракод, по данным Т. И. Шлыковой и В. М. Познера (1951), тождествен соответствующим комплексам из нижележащих слоев. Вместе с тем в нем появились виды брахиопод, не встречавшиеся ниже: *Gigantoproductus giganteus* (Mart.), *G. inflatus* (Sart.), *G. striatosulcatus* (Schw.), *G. moderatus* (Schw.) и др.

Слой a_2 распространен преимущественно к югу от Боровичей. На севере его распространение ограничено участком пос. Окладнево. В Тихвинском бокситовом районе отсутствие этого слоя компенсируется увеличением мощности остракодовой глины. В более мористых разрезах, в Боровичско-Угловском и особенно в Валдайском районах слой a_2 сливается со слоем a_1 в единый нижеалексинский известняк с соответствующим увеличением мощности до 4—5 м, а в ряде случаев до 7 м.

Р. Ф. Геккер (1938), Н. Н. Форш (1935), Е. П. Брунс (1935) связывали со слоем известняка a_2 второй обособленный цикл алексинского осадконакопления. Имеющийся фактический материал не подтверждает эту точку зрения. Напротив, то, что слои известняков a_1 и a_2 по мере удаления от прибрежной части сливаются, имеют одинаковый вещественный состав и очень близкие комплексы фауны, позволяет утверждать, что эти два слоя и расчленяющие их остракодово-мшанковые глины представляют собой единый литолого-стратиграфический горизонт. Он отвечает максимуму нижеалексинской трансгрессии, осложненной кратковременной осцилляцией уровня моря, которая проявилась только в прибрежной части бассейна.

На р. Мсте выше слоя a_2 с размывом залегают осадки цикла, венчающегося слоем известняка a_4 . Промежуточная недостающая часть разреза была обнаружена на р. Каменке (приток р. Вельгия) и изучена Н. Н. Форшем (1935) и Р. Ф. Геккером (1938). Позже она найдена также на р. Круппе Е. Д. Остроумецкой (1960 г.).

В разрезе на р. Каменке, над известняком a_2 обнажены (снизу вверх):

- | | |
|--|--------|
| 1. Глина темно-серая, пластичная, сланцеватая с многочисленными мелкими обломками фауны | 0,6 м. |
| 2. Глина светло-серая, песчаная, с прослоями светлого мелкозернистого кварцевого песка | 2,5 „ |
| 3. Глина темно-серая пластичная, с желваками бурого железняка и углистыми прослоями | 0,25 „ |
| 4. Известняк a_3 — темно-серый, мелкокристаллический, битуминозный с углистыми примазками, с многочисленными остатками брахиопод, среди которых определены <i>Semiplanus semiplanus</i> (Schw.), <i>Productus concinnus</i> Sow., <i>Gigantoproductus</i> cf. <i>giganteus</i> (Mart.), <i>G. inflatus</i> (Sarg.), <i>G. elongatus</i> (Sarg.). Мощность 0,3 м. | |

На р. Круппе, левом притоке р. Мсты, по описанию Е. Д. Остроумецкой известняк a_3 заметно отличается от только что описанного. Здесь он вишнево-красного или охристо-желтого цвета, сильно обожженный и разрушенный, состоящий как бы из отдельных желваков, связанных известково-глинистой массой; его мощность 0,1—1 м.

Распространение слоя известняка a_3 ограничено пределами Боровичского района, причем он не образует здесь выдержанного пласта, а залегают в виде небольших разобщенных линз.

В разрезе на р. Мсте поверхность слоя a_2 несет отчетливые следы размыва породы, сильно перекристаллизована и корродирована. На ряде участков в районе Боровичей — Угловки слой a_2 расчленен последующими размывами на изолированные линзы или полностью уничтожен. На поверхности размыва с резким контактом залегают ярко-красные и коричневатобурые слоистые, слюдястые, алевроитовые глины, переслаивающиеся с углистой глиной и тонкими (0,25 м) прослоями глинистого гумусового угля. Такой комплекс отложений, свидетельствует о начале нового, очевидно среднеалексинского, трансгрессивного цикла.

Подобные же глины, но серого цвета, с кирпично-красными и темно-вишневыми пятнами и прослоями, содержащие обилие обугленных растительных остатков, широко распространены в Валдайском районе (мощность их 4—6 м). На р. Вытегре в ряде скважин под известняком a_4 вскрыта синевато-черная глина с охристо-желтыми пятнами, а также с углистыми прослоями и примазками мощностью около 1 м.

В Тихвинском бокситовом районе на размытой поверхности остракодовых глин, а там, где они полностью уничтожены, на размытой поверхности нижележащих пород, с резким контактом залегают пачка светло-серых, фиолетово-серых или зеленовато-серых, тонкослоистых,

глинистых, слюдястых алевролитов и алевроитовых глин, с минерализованными и обугленными остатками корневой системы растений. В наиболее полных разрезах в кровле этой пачки наблюдается железистая алевроитовая серая глина. Мощность пачки составляет 1,5—2,5 м, во впадинах она увеличивается до 10—15 м, а на повышенных участках нередко полностью выклинивается.

Размыв слоя a_2 и остракодовых глин был связан с региональным поднятием всей территории и сопровождался оживлением эрозионной деятельности. В это время происходило накопление мощных толщ аллювиальных и прибрежно-дельтовых осадков по всему региону в тех же зонах, где происходило накопление подобных осадков в тульское время.

На р. Мсте, в обнажении у порога Вицы, на эродированной поверхности слоя a_2 залегают (снизу вверх):

- | | | |
|--------------|--|--------|
| C_{1al} 1. | Глина серая, незначительно песчаная (оставшаяся от размыва часть слоя глины, залегающего над слоем a_2 в разрезе по р. Каменке) | 0,03 м |
| C_{1al} 2. | Конгломерат, в котором скорлуповатые гальки бурого железняка (15×5 мм) сцементированы ожелезненным бурым крупнозернистым песком. Много фюзенизированных и минерализованных остатков растительности | 0,15 „ |
| 3. | Песок кварцевый, светлоокрашенный, тонкозернистый, косослоистый. По плоскостям слоистости отмечены скопления железистого и углистого вещества. Наблюдаются три тонких прослоя с горизонтально лежащей галькой серой песчаной глины. В нижней части слоя находятся округлые валуны такой же глины диаметром до 20 см | 3,75 „ |
| 4. | Оруденелая конгломератовидная порода, сходная с обнаруженной в слое 2 | 0,35 „ |
| 5. | Песок кварцевый, светло-серый почти белый, тонкозернистый, косослоистый. Мощность косых серий 15—20 см. Угол падения слоев 30—40°, азимут падения 50—70°. Косые серии чередуются с горизонтально слоистыми сериями мощностью 5—10 см. По плоскостям слоистости отмечаются скопления перемытого углистого вещества и много галек серой песчаной глины | 2 „ |

В Боровичско-Угловском районе мощность прибрежно-дельтовых песков в соответствующих зонах не превышает 8—10 м. Особенно широко они развиты в Тихвинском бокситовом районе. Здесь песчаные осадки заполняли, как и в тульское время, все долинообразные депрессии, которые теперь по существу превратились в сложную систему рукавов подводной дельты. Мощность кварцевых песков составляет здесь 15—30 м. Дельтовое их происхождение подтверждается характером слоистости и гранулометрическими соотношениями. Наиболее полно толща песков изучена в южной части района, где вблизи ст. Неболчи она вскрыта на полную мощность в карьере и на реках Сяси, Шуе и Крапивне.

Процессы размыва подстилающих толщ, связанные с накоплением песков, были столь интенсивны, что привели к частичному или даже полному разрушению ряда бокситовых залежей. С. Г. Вишняков (1951) указывал, например, что промоинами, заполненными алексинскими песками, расчленены Малявинское, Мошниковское и Красноручейское месторождения. То же самое отмечалось В. С. Кофманом на месторождениях в районе ст. Неболчи.

В Южном Прионежье распространение описываемых песков локализовано двумя магистральными долинообразными депрессиями — Капшинской и Вытегорской, простирающимися соответственно вдоль северо-западного и северо-восточного склонов Кильозерского вала. В полосе этих депрессий находится ряд полных разрезов алексинских песков, наиболее известные из которых расположены на ручье Патровом, р. Ояти (урочище Белая Глина) и по рекам Паше и Малая Пяльица.

Мощность песков 20—25 м, на отдельных участках, например близ Пашозера, достигает 50 м.

В результате глубокого размыва подстилающих пород пески залегают на породах нижней части тульского горизонта, чаще на верхнедевонских породах.

Литоология и генезис песков, а также морфология форм вмещающего их рельефа освещены в работах В. П. Бархатовой (1941), С. Г. Вишнякова (1940, 1951 г.), Б. С. Соколова (1946, 1959), В. С. Кофмана (1964, 1965), А. П. Саломона и Е. К. Вандерфлит (1966) и др. Большинство исследователей считает возраст песков алексинским. По мнению Б. С. Соколова (1959), пески не ограничены какой-либо узкой зоной, а распространены повсеместно на территории к северу от р. Рагуши до Онежского озера и связаны не с алексинской, а с тульской трансгрессией. Как явствует из сказанного выше, утверждение Б. С. Соколова ошибочно, тем более, что алексинский возраст песков подтверждается и результатами изучения спор. В прослое углистой глины из верхней половины песчаной толщи (скважина у с. Озера в верхнем течении р. Ояти, на северо-западном склоне Кильозерского вала). Е. К. Вандерфлит выявлен комплекс спор, содержащий *Perisaccus campylopterus* (Waltz) Naum. с разновидностями (80%), *Perisaccus campylopteroformis* Vand., *Leiotriletes platirugosus* (Waltz) Naum., подтверждающий алексинский возраст пород.

В обнажениях на р. Мсте у д. Путилино выше рассмотренной песчано-глинистой толщи залегают слои известняка a_4 , соответствующий максимуму среднеалексинской трансгрессии.

Известняк a_4 (по данным Р. Ф. Геккера) детритусового сложения, в нижней и средней частях очень плотный и твердый, темно-зеленоватый; вверху он становится более слабым, глинистым и приобретает светлую серовато-желтоватую окраску с фиолетово-красными пятнами и полосами. Нижняя граница слоя резкая, ровная, верхняя — шишковатая, там, где слой подвергался размыву, окрашена в красный цвет. Весь слой бывает пронизан многочисленными вертикально стоящими стигматриями. В известняке найдены остатки брахиопод: *Gigantoproductus striato-sulcatus* (Schw.), *G. giganteus* (Mart.), *G. inflatus* (Sar.), *Semiplanus semiplanus* (Schw.); остракод *Paraparchites auriculatus* Posn., *Jonessina janischewskyi* Posn., *J. arcuata* (Bean), *J. discerperata* Posn., *Gliptopleura spinosa* Posn., *Amphissites urei* (Jon.), *A. ornatus* Posn., *A. mosquensis* Posn., *Bairdia alta* Jon. et Kirkby, *B. distracta* Eichw. и др. (фораминиферы не изучались).

В результате размыва мощность слоя непостоянна и меняется от 1,5 м до полного исчезновения на повышениях довизейского рельефа.

На смежных участках Боровичско-Угловского района органогенно-обломочные известняки слоя a_4 нередко сменяются песчанистыми и алевролитистыми, водорослевыми, углефицированными, глинистыми, доломитовыми и сланцеватыми известняками. Слой a_4 сохранился здесь в виде разобщенных линз, нередко трудно сопоставимых между собой. Примерно такая же картина наблюдается в Демянском районе.

В пределах Валдайской впадины слой a_4 более выдержан по простирацию и представляет собой плотный, перекристаллизованный органогенно-обломочный известняк мощностью 7—8 м. В наиболее мористой части впадины мощность известняка достигает 10—12 и даже 17 м.

В Тихвинском бокситовом районе, севернее р. Воложбы, вплоть до Онежского озера, слой a_4 является единственным слоем известняка в разрезе алексинского горизонта. В юго-восточной части территории это более или менее выдержанный слой, но на северо-западе он представлен разобщенными известковыми линзами небольшой протяжен-

ности. Известняк переполнен крупными толстостенными раковинами продуктид, которые нередко превращены в окатанные обломки. Мощность слоя не превышает 1,5 м.

В Андомо-Вытегорском районе, на левобережье р. Вытегры, вскрытый скважинами слой a_4 , как и в более южных районах, залегает на углистой глине и представлен тонкоплитчатым, розовато- и желтовато-серым, органогенно-обломочным известняком, участками перекристаллизованным, со скрытокристаллической структурой. Содержит гнезда кристаллического кальцита и примазки серовато-голубой глины. Благодаря пятнистой окраске, наличию каверн, выполненных глиной и кальцитом, и неравномерному ожелезнению порода имеет конгломератовидный облик. Мощность 0,1—0,9 м. Из фауны обнаружены только остатки фораминифер, среди которых определены: *Mediocris mediocris* (Viss.), *M. breviscula* (Gan.), *Eostaffella proikensis* Raus., *Millerella tantilla* Gan., *Plectogyra prisca* (Raus. et Reitl.), *P. similis* var. *lenociniosa* (Schlyk.), *Globoendothyra* cf. *ischimica* (Raus.), *Endothyranopsis* ex gr. *crassus* (Grady), *Palaeotextularia gibbosa* var. *minima* Lip., *P. consobrina* var. *intermedia* Lip., *Cribrostomum eximium* var. *paraeximia* Lip., *C. bradyi* Moell., *Climacammina prisca* Lip., *Archaeodiscus grandiculus* Schlyk., *A. tumidus* Grozd. et Leb., *A. krestovnikovi* Raus., *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.) и др.

В зонах накопления аллювиальных и прибрежно-дельтовых песков известняк слоя a_4 замещен кварцево-железисто-известковой породой с галькой и стяжениями бурого железняка и охристой глиной, переходящей на отдельных участках в известково-железистый песчаник. Этот слой, мощностью 1—3 м, изучен в обнажениях на реках Мсте (порог Вицы), Лининке, Рагуше, Тутоке, Паше, Тагажме и ручье Патровом.

На р. Мсте, над песками, обнажается конгломерат, в котором скорлуповатые железистые включения и гальки глины сцементированы железисто-песчаным цементом, а также содержатся многочисленные ожелезненные крупные раковины брахиопод, обломки стигмариий и углефицированные остатки растительности. Вверх по разрезу конгломерат постепенно сменяется тонко- и мелкозернистым, кварцевым, косослоистым песчаником. Мощность 3 м.

На р. Тагажме, в обрывах под д. Сперово (18 м выше уровня воды), обнажен слой тонкозернистого, серого, с буровато-коричневыми и охристо-желтыми пятнами конгломератовидного известковистого песчаника. Песчаник сильно уплотненный, очень крепкий, с многочисленными железистыми и глинистыми гальками, а также с жеодами и гнездами мелкокристаллического кальцита. В нем обнаружены остатки фораминифер плохой сохранности, среди которых определены: *Mediocris mediocris* (Viss.), *M. ovalis* (Viss.), *Eostaffella* cf. *constricta* Gan., *Climacammina* cf. *prisca* Lip., *Archaeodiscus krestovnikovi* Raus., *A. tumidus* Grozd. et Leb., *A. approximatus* Gan., *Arch. glomus* Gan., *Arch. grandiculus* Schlyk., *A. pauxilus* Schlyk.

На размытой поверхности слоя a_4 , а там, где он полностью уничтожен, на подстилающих углистых глинах, повсеместно залегают осадки верхнеалексинского, трансгрессивного цикла. Его максимуму отвечает известняк слоя a_5 , залегающий в основании михайловского горизонта.

В мстинском разрезе под известняком a_5 лежит пачка песчано-глинистых пород мощностью около 5 м (снизу вверх):

1. Песок желтовато-серый, мелкозернистый, кварцевый, сильно ожелезненный вблизи подошвы слоя.
2. Глина темная, углистая, слегка песчаная внизу и связанная с нижележащей породой постепенным переходом; в глине попадаются конкреции сидерита.

3. Песок темно-серый тонкозернистый с ризоидами стигмарий.
4. Песок светло-серый, мелкозернистый кварцевый с линзами серой глины.

Мощность и состав пачки очень неустойчивы и изменяются даже на соседних участках. В большинстве разрезов Боровичско-Угловского района (Остромецкая, 1963 г.; Соловьева, 1965 г.) она начинается темно-серыми или углистыми глинами, переполненными углефицированными остатками растительности и обломками пиритизированных стигмарий, а завершается прослоями известковистых глин, содержащих остатки мелких брахиопод, фораминифер и остракод (списки авторами не приводятся), указывающих на верхнеалексинский возраст пород.

В Тихвинском бокситовом районе комплекс отложенный этой части разреза примерно такой же; здесь широко распространены углистые и серые тонкодисперсные и алевритовые глины, переполненные обугленными остатками растительности. Вблизи пос. Любытино среди них обнаружен даже прослой глинистого сапропелево-гумусового угля. Некоторые разновидности глин обладают огнеупорными свойствами. Особенно широко развиты углистые глины в зоне, простирающейся вдоль северо-западного склона Кильозерского вала. В то время как в других местах развития дельтовых и аллювиальных осадков еще продолжалось накопление песков, на участке Ошта-Тукшинского водораздела над песками отложилась 12—15-метровая толща черных и темно-серых, тонкодисперсных или чешуйчатых глин, переполненных углефицированными остатками растительности. В этих глинах имеется много скоплений пирита в виде гнезд или порошоквидных присыпок. В них выявлено несколько прослоев серовато-черного, матового, плотного сапропелевого угля мощностью 15—20 см и встречаются небольшие линзообразные тела мумии и охры. На р. Тагажме и ручье Патровом в описываемой части разреза, кроме того, широко распространены огнеупорные глины с содержанием Al_2O_3 до 35—38% и со степенью огнеупорности 1600—1700°.

По кровле этого комплекса пород в соответствии с унифицированной стратиграфической схемой проводится граница алексинского и михайловского горизонтов.

Наиболее распространенная мощность алексинского горизонта 25—30 м. В зонах накопления песков она увеличивается до 45—50 м, а на возвышенных участках (Кильозерский вал и др.) сокращается до 2—3 м, на некоторых участках алексинский горизонт полностью выклинивается.

Михайловский горизонт (C_1mh). На большей части северо-западной окраины Подмосковного бассейна в состав михайловского горизонта принято включать два слоя известняка и залегающую между ними пачку песчано-глинистых пород. Нижняя граница горизонта при этом проходит по подошве слоя известняка a_5 (Янишевский, 1936; Геккер, 1938; Познер, 1951). Такое положение границы между алексинским и михайловским горизонтами противоречит принципу цикличности, поскольку граница оказалась приуроченной к подошве слоя, закономерно связанного с подстилающими породами и отвечающего максимуму трансгрессивного цикла осадконакопления, начавшегося еще в алексинское время.

В то же время кровля слоя a_5 несет явные следы размыва и разрушения в субаэральных условиях, а сам слой повсеместно (за исключением крайних южных районов) дезинтегрирован, участками сильно опесчанен.

Описывая разрез толщи переслаивания на р. Мсте, Р. Ф. Геккер (1938) указывает, что слой a_5 представлен фораминиферово-детритусовым известняком, менее богатым микрофауной, чем слой a_4 . Характерно

для этого слоя, что он содержит более глинистые мелкоплитчатые прослои, разделяющие твердые и массивные его части. Верхние 20 см известняка отделены от основного слоя тонкой известково-глинистой прослойкой. Верхняя поверхность слоя a_5 обычно бугорчато-шишковатая, местами с резко выраженными следами размыва. Переход от нижележащих песчано-глинистых пород алексинского возраста в известняк a_5 часто очень постепенный. Р. Ф. Геккер приводит обширный список брахиопод и кораллов, обнаруженных в известняке a_5 , в том числе: *Gigantoproductus moderatus* (Schw.) (много), *G. striato-sulcatus* (Schw.), *G. inflatus* (Sar.), *Semiplanus semiplanus* (Schw.), *Syringopora gracilis* Keys., *S. conferia* Keys., *Chaetetes septosus* Flem. и др. В. М. Познер (1951) в этом же слое нашел остракоды: *Jonessina craterigera* (Jon. et Kirkby), *Glyptopleura spinosa* (Jon. et Kirkby), *Amphissites mosquensis* Posn., *Graphyodactylus? grandis* Posn., *Bairdia angulata* Posn., *B. alta* var. *curvirostris* Posn. Характерно также присутствие крупных, горизонтально расположенных стигмарий с ризоидами.

Мощность слоя в обнажениях на р. Мсте изменяется от 2, 3 до 0,3 м (промоина у д. Путилино) в зависимости от интенсивности последующего размыва. Обнаруженные здесь органические остатки указывают не на михайловский, а на алексинский возраст известняка a_5 .

В Тихвинском бокситовом районе известняк a_5 мало отличается от описанного Р. Ф. Геккером на р. Мсте. Он также сильно размыт и разрушен и залегает в виде отдельных линз непостоянной мощности.

С. Г. Вишняков (1951 г.) приводит следующее описание этого слоя из разреза на ручье Великом: известняк, мощностью около 1 м; темно-серого цвета, крепкий, мелкокристаллический, брекчиевидный, с редкими раковинами брахиопод и члениками криноидей. Его поверхность сильно ожелезнена, весьма неровная, бугристая, с карманообразными углублениями, достигающими 0,5 м, и промоинами, заполненными песком. Выше залегает красно-бурая глина, включающая обломки того же известняка. В 300 м вверх по течению ручья вместо сплошного пласта известняка имеются лишь его обломки с изъеденной поверхностью.

Описывая первый снизу слой светло-серого известняка мощностью 0,4 м на р. Тагажме, Б. С. Соколов (1946) сопоставлял его со слоем a_5 мстинского разреза и указывал, что он, так же как и последний, имеет сильно корродированную размытую поверхность, расслаивается и связан постепенным переходом с нижележащей известковистой глиной¹.

Таким образом, границу между алексинским и михайловским горизонтами следует проводить выше по размытой поверхности слоя a_5 , тем более, что и выявленный в известняке a_5 комплекс фауны скорее алексинский, чем михайловский или, во всяком случае, имеет переходный характер. В работе М. Э. Янишевского «Фауна брахиопод нижнего карбона Ленинградской области» (1954) имеется таблица распространения нижнекаменноугольных брахиопод. Данные о распространении некоторых видов рода *Gigantoproductus* приводятся в табл. 12.

Большинство видов, встречающихся в известняках a_5 , широко распространено в нижележащих слоях известняков алексинского возраста (a_1 , a_2 , a_4) и почти полностью отсутствуют в слоях известняка несомненно михайловского возраста (a_6 и a_7). Это относится даже к виду *Gigantoproductus moderatus* (Schw.), который в южном крыле является характерным для михайловского горизонта.

¹ По данным бурения на левобережье р. Вытегры, к югу от Кильозерского вала мощность этого слоя известняка увеличивается до 1,2 м.

Таблица 12

Виды	Реки Мста, Велгия						р. Охотля			р. Пикша			
	a ₁	a ₂	a ₄	a ₅	a ₆	a ₇	a ₁	a ₅	a ₆	a ₁	a ₄	a ₅	a ₆
<i>Gigantoproductus giganteus</i> (Mart.)		+	+	+			+	+	+	+		+	
<i>Gig. crassus</i> (Mart.)		+	+	+				+				+	
<i>Gig. inflatus</i> (Sar.)	+	+	+	+			+			+			
<i>Gig. sinuatus</i> (Sar.)				+									+
<i>Gig. striato-sulcatus</i> (Schw.)		+	+	+				+	+			+	
<i>Gig. janischewskii</i> (Sar.)		+	+	+								+	+
<i>Gig. elongatus</i> (Sar.)				+	+								
<i>Gig. glabratus</i> (Jan.)				+	+								
<i>Gig. moderatus</i> (Schw.)		+	+	+				+			+	+	

Среди фораминифер в слое a_5 также преобладают виды, происходящие из алексинского горизонта. В первом снизу слое известняка на р. Тагажме В. Ю. Горянским (1962 г.) был обнаружен комплекс фораминифер, имеющий переходный алексинско-михайловский состав. Здесь обнаружены *Pseudoendothyra* aff. *candida* (G a n.), *Mediocris mediocris* (V i s s.), *M. ovalis* (R a u s.), *Millerella tantilla* (G a n.), *Endothyranopsis* ex gr. *crassus* (B r a d y), *Globoendothyra globulus* (E i c h w.), *Climacamina* cf. *prisca* L i p., *Archaeodiscus krestovnikovi* R a u s. (много), *A. krestovnikovi* var. *koktjubensis* R a u s., *A. tumidus* G r o z d. et L e b., *Earlandia vulgaris* (R a u s. et R e i t l.).

Как указывалось выше, на большей части описываемой территории известняк a_5 не образует выдержанного пласта, а представлен разбросанными линзами. Севернее р. Воложбы на значительных площадях он совсем исчезает из разреза, и в этом случае граница между алексинским и михайловским горизонтами проводится условно по кровле слоя a_4 или в середине песчано-глинистой толщи между слоями a_4 и a_6 .

В Мстинском разрезе слой a_5 перекрывается серой, фиолетово-серой, в различной степени песчаной глиной мощностью 1,2 м.

В Боровичском районе толща отложений между известняками a_5 и a_6 имеет более пестрый состав и сложное строение. Нижняя ее часть сложена обычно серыми, тонкослоистыми известковистыми глинами с большим количеством мелких обломков раковин остракод, брахиопод и пелеципод. Мощность 1,2—1,5 м. Выше, с резким контактом, залегают глины (мощностью 1—1,2 м), насыщенные углефицированными остатками растительности. Отдельные прослой этих глин представляют собой углисто-сажистую породу с фюзенизированными обрывками растительной ткани. Угlistые глины широко распространены в пределах описываемого региона и являются маркирующим слоем. Неровности поверхности углистой глины выполнены кварцевым песком, а выше залегает яркоокрашенная слоистая известковая глина. Еще выше находится прослой серой, сланцеватой известковистой глины, связанной постепенным переходом с известняком a_6 и переполненной обломками остракод, брахиопод и пелеципод. На ряде участков верхняя часть разреза песчано-глинистых пород, а иногда и весь разрез, сложены косослоистым кварцевым песком. Характерна выдержанность основных литологических разностей этого комплекса осадков на значительных площадях.

Ярко-красная, очень пластичная тонкослоистая глина выше слоя a_5 наблюдается и в северной части региона на р. Тагажме. Мощность

ее 0,5 м. В глине встречены многочисленные остатки брахиопод плохой сохранности.

Общая мощность песчано-глинистых пород михайловского горизонта к северу от Тихвина составляет 5—10 м.

Максимуму трансгрессии михайловского моря отвечает выдержанный слой известняка, характеризующийся постоянством литологических особенностей и являющийся благодаря этому одним из основных маркирующих горизонтов нижнего карбона северо-западной окраины Подмосковского бассейна. По положению в разрезе этому слою соответствуют: шестой слой известняков на р. Мсте (a_6), третий слой на реках Охмле, Рагуше и Тутоке, четвертый — на р. Прикше и второй на р. Тагажме.

Во всех случаях это органогенно-обломочный известняк белого, слегка желтоватого, желтовато-серого цвета, довольно мягкий, пористый, участками рыхлый, глинистый, легко разрушающийся. Содержащие органические остатки в породе от 40 до 75%. Поверхность известняков неровная, бугорчатая, с отчетливыми следами размыва. Его мощность изменяется в зависимости от рельефа подстилающей поверхности: в наиболее погруженных частях она достигает 4 м (пос. Подборье) и даже 6—7 м (левобережье р. Вытегры), а на склонах и в сводовой части Кильозерского вала уменьшается до 1—0,5 м.

Комплекс фауны, обнаруженной в этом известняке, повсеместно весьма однообразный, что позволяет хорошо коррелировать разрезы между собой и сопоставлять их с соответствующими отложениями южного крыла Подмосковского бассейна. На р. Тагажме у д. Сперово, в известняке мощностью 0,2 м, отвечающем слою a_6 , Б. С. Соколовым (1946) были обнаружены кораллы и брахиоподы, широко распространенные в михайловских отложениях более южных частей территории: *Lonsdaleia bronni* Edw. et Heim., *L. duplicata* Mart., *Dibunophyllum pseudoturbinatum* Stuck., *Aulophyllum* aff. *fungites* Flem., *Lithostrotion* (*Siphonodendron*) *irregularare* Phill., *L. (S.) rossicum* Stuck., *Syringopora ramulosa* Goldf., *S. distans* Fisch., *S. hoffmani* Stuck., *Chaetetella* cf. *filliformis* Sok., *Gigantoproductus giganteus* (Mart.), *G. striato-sulcatus* (Schw.) и др.

В этом же слое известняка, вскрытом буровыми скважинами на левобережье р. Вытегры (у поселков Рубеж, Старцево, Пивки) был обнаружен комплекс фораминифер и остракод, также указывающий на михайловский возраст пород: *Mikhailovella mica* Gan., *Mstinia* cf. *tchernyschevi* Dain., *Haplophragmella irregularis* Raus., *Cribrostomum bradyi* Moell., *Climacammina prisca* Lip., *Glyptopleura concentrica* Posn., *Carbonita fabulina* var. *okensis* Posn., *Bairdia distracta* Eichw., *B. nicomlensis* Posn., *B. korzenewskajae* Posn., *B. mandelstami* Posn., *B. brevis* var. *jonesi* Posn., *B. alta* var. *curvirostris* Posn. и др.

В ряде мест Тихвинского и Боровичско-Угловского районов слой a_6 подвергся интенсивному размыву. Весьма показателен в этом отношении участок вблизи д. Еглы на р. Мсте. Здесь в известняке a_6 наблюдается ряд древних промоин, заполненных песчано-глинистым материалом. На правом берегу реки их ширина составляет 20; 45 и 400 м, а на левом — 135 м. В более крупных промоинах наблюдаются маломощные (0,2—0,85 м) линзы известняка, протяженностью до 9 м (по Р. Ф. Геккеру, слой a_7). Известняк, обнажающийся в промоине на левом берегу реки, мергелистый, беловатый с фиолетово-красными разводами и пятнами; содержит *Gigantoproductus moderato-convexus* (Jan.), *G. okense* (Sar.), *G. striato-sulcatus* (Schw.), *G. giganteus* (Mart.), *G. moderatus* (Schw.).

На правом берегу этот же прослой известняка глинистый, сильно углистый, темно-серый. Совершенно очевидно, что этим небольшим локальным линзам известняка нельзя придавать самостоятельного стратиграфического значения, как это делали некоторые исследователи в прошлом. Общая мощность михайловского горизонта 10—20 м.

Веневский горизонт (C_{10n}). Начало веневского времени ознаменовалось понижением уровня базиса эрозии. Повсеместно активизировались эрозионные процессы, последовало накопление косослоистых кварцевых песков (мощность 20—25 м), с которых начинаются разрезы веневского горизонта на ряде участков южнее р. Мсты, на р. Прикше и к северу от нее, вплоть до Андомо-Вытегорского района, где их мощность не превышает 5—10 м.

Вне зон размыва разрезы веневского горизонта начинаются песчаными и алевроитовыми глинами, обычно окрашенными в охристый, красный, фиолетовый, зеленовато-голубой и серый цвет. В них встречаются линзы и прослой песка, а также углистые включения. Выше в разрезе иногда наблюдается серая, тонкослоистая, известковистая глина с многочисленными органическими остатками, которая постепенно переходит в известняк (a_8 по Р. Ф. Геккеру).

В обнажениях на р. Мсте (правый берег, севернее д. Егла) слой a_8 представлен светло-серым с фиолетовыми пятнами и разводами известняком, с крупными кавернами, нередко заполненными мелкокристаллическим кальцитом мощностью 2,5 м. Нижняя часть слоя сложена рыхлой известковой глиной комковатого сложения, с неопределимыми остатками фораминифер. Поверхность слоя сильно корродирована и покрыта темно-красной железистой коркой выветривания. Остатки фауны многочисленны, но имеют плохую сохранность. Встречены *Gigantoproductus moderatus* (Schw.) *Hollinella avonensiformis* Posn., *Amphisites mosquensis* Posn., *Microchelinella subcorbuloides* (Jon. et Kirkby), а также обломки пластинчатых хететид, мелкие гастроподы, пеллециподы и др.

Слой a_8 широко распространен как в южной, так и в северной частях региона. Он нигде не образует единого пласта, а представлен крупными линзами известняка. Одна из таких наиболее значительных линз, протяженностью около 12 км, была выявлена буровыми скважинами в восточной части Ленинградской области между озерами Капшозеро и Пашозеро. В восточном и юго-восточном направлениях слой a_8 сливается с вышележащим основным слоем веневского известняка — слоем b . В большинстве известных разрезов слой a_8 сложен органогенно-обломочным известняком светло-серого или желтовато-серого цвета с характерными лиловато-бурыми пятнами. Известняк отличается рыхлым, комковатым, конгломератовидным сложением. В ряде случаев (на р. Прикше, в районе Мягатово и др.) часть слоя (обычно нижняя) представлена доломитизированным известняком.

В разрезе на р. Рагуше и на прилежащих участках мощность слоя a_8 сокращается до 2 м, он сложен здесь глинисто-известковой рыхлой, комковатой породой зеленовато-серого цвета с фиолетовыми пятнами и разводами. В породе много желваков известняка неправильной формы, нередко сливающихся между собой. В верхней части слоя они образуют конгломератовидный известняк. С. Г. Вишняков (1951 г.) указывает на находки здесь, кроме *Gigantoproductus latissimus* (Sow.), *Cancrinella wischnjakowi* (Jan.), верхнеокских фораминифер (по определению А. В. Михайлова): *Endothyranopsis crassus* (Brady), *Plectogyra elegans* (Mikh.), *Samarina typica* (Mikh.), *Forschiella prisca* Mikh., *Haplophragmella irregularis* Raus., *Climacammina pyriformis* Moell и др.

В Тихвинском бокситовом районе слой a_8 длительное время объединялся со слоем a_7 и обозначался индексом a_{7+8} . По возрасту относился то к михайловскому, то к веневскому горизонтам (С. Г. Вишняков, Е. А. Петров, Е. Д. Остромецкая и др.). В. С. Кофман (1957 г.) отметил, что включение слоя a_{7+8} в михайловский горизонт является неправильным, так как, например на Рагуше, этот слой по своим литологическим особенностям, составу фауны и положению в разрезе является полным аналогом слоя a_8 из разрезов на реках Мсте, Охомле и Прикше. Веневский возраст последнего был установлен М. Э. Янишевским еще в 30-е годы и не вызывает сомнений. Что же касается слоя a_7 , то описанная Р. Ф. Геккером на р. Мсте под этим наименованием маломощная и незначительной протяженности линза известняка, как указывалось выше, не имеет самостоятельного стратиграфического значения.

В мстинском разрезе на размытой поверхности известняка a_8 лежит маломощная (около 1 м) пачка пестроокрашенных тонкослоистых песчано-глинистых пород, преимущественно алевритовых глин и глинистых песков, с прослоями тонкозернистого песка. Кое-где они известковистые, с мелкими обломками раковин фауны.

Аналогичные породы распространены повсеместно, но в разрезах, где слой a_8 отсутствует, их мощность заметно возрастает. Так, в бассейне р. Вытегры, например, она составляет 6—8 м, а иногда и 10 м.

Максимуму веневского трансгрессивного цикла в Боровичско-Валдайском и Тихвинском бокситовом районах отвечают известняки, доломитизированные известняки и доломиты слоя b мстинского разреза, а в бассейне р. Вытегры аналогичные породы толщи a тагажемской свиты В. П. Бархатовой.

Это первый слой карбонатных пород, имеющий практически повсеместно площадное распространение на северо-западной окраине Подмосквового бассейна. Обнажения его известны по многим рекам, начиная от р. Мсты на юге и кончая р. Тагажмой на севере, кроме того, он вскрыт множеством буровых скважин. Слой b является основным маркирующим горизонтом в разрезе нижнего карбона описываемой территории.

В большинстве разрезов слой b сложен доломитизированными известняками и известковистыми доломитами. Значительно реже, главным образом в бассейне рек Воложбы и Тихвинки и на р. Мсте у д. Ровное («кровенский известняк»), встречаются чистые органогенно-обломочные и хемогенные разновидности известняков. Особенно значительная доломитизация слоя b наблюдается на р. Тагажме (C_{1tag} , «а» по В. П. Бархатовой).

Повсеместно известняки и доломиты имеют светло- и темно-серую окраску с характерной пятнистостью (темные угловатые пятна на более светлом фоне), придающей породе брекчиевидный облик. Нередко наблюдается вторичное ожелезнение в виде розовато-сиреневых пятен и разводов.

Главным отличительным признаком пород слоя b от нижележащих слоев a_6 и a_8 является их окремнение, проявляющееся, в частности, в виде включения желваков серого и синеваато-серого фарфоровидного кремня. Окремнение отмечается повсеместно, за исключением Андомо-Вытегорского района.

Благодаря тому, что породы слоя b очень крепкие, нередко монолитные, они образуют бровку карбонового уступа, а также многочисленные пороги и водопады на реках. Тем не менее на участках близкого залегания к дневной поверхности они сильно закарстованы (кавернозные и пористые). Максимальная мощность слоя b , равная 12—16 м, уста-

новлена юго-восточнее г. Валдай, на большей же части Тихвинско-Боровичского района она составляет 5—8 м, реже 10 м, в бассейне р. Вытегры сокращается до 1—6 м.

Слой *b* богат ископаемыми остатками и поэтому хорошо палеонтологически охарактеризован. Определены многочисленные виды фораминифер, брахиопод и остракод, многие из которых характерны для веневского горизонта: *Asteroarchaediscus rugosus* (Raus.), *Pugilis pugiliformis* (Jan.), *Antiquatonia prikschiana* (Jan.), *Spirifer pseudotrigonalis* Semich., *Martinia glabra* (Mart.), *Bairdia legumen* (Jon. et Kirkby), *Microcheilinella inflata* (Jon. et Kirkby) и др. В нижней половине слоя весьма многочисленны остатки *Calcifolium okense* Schw. et Bir.

На р. Тагажме в слое *b* фораминиферы, остракоды и водоросли встречаются редко и имеют очень плохую сохранность. Зато здесь обнаружено много кораллов, из которых определены (Соколов, 1946): *Lonsdaleia floriformis* var. *minor* Stuck., *L. cf. bronni* Edw. et Heim., *L. subcrassiconus* Dobr., *Cladochonus socialis* Sok., *Syringopora ramulosa* Goldf., *Dibunophyllum turbinatum* McCoy, *D. cf. vermiculare* Stuck., *Aulophyllum (Cyclophyllum) mstensis* Stuck., *Compophyllum amplexoides* Stuck., *Caninia juddi* Thoms., *Chaetetes septosus* Flem., *Ch. boswelli* Her., *Ch. (Chaetetiporella) crustacea* Sok., *Chaetetella repens* Sok. Из брахиопод определены: *Gigantoproductus okensis* (Sar.), *G. cf. latixpansus* (Sar.), *Striatifera striata* (Fisch.) и др.

Б. С. Соколов указывает на широкое развитие пластинчатых хетейд из группы *Chaetetes (Chaetetiporella) crustacea*, распространение которых в Подмосковном бассейне совпадает с концом окского времени.

Общая мощность веневского горизонта около 15 м, во впадинах подстилающего рельефа она достигает 20—30 м.

Объединяемые теперь в один стратиграфический горизонт слои *a₈* и *b* длительное время относились к различным свитам — окской и серпуховской. Такое разделение возникло в результате исследований З. А. Богдановой (1929), М. Э. Янишевского (1935), а затем и Б. С. Соколова (1940), которые на основании изучения фауны сопоставили слои *a₈* и *b* в разрезе на р. Мсте соответственно с веневскими и тарусскими слоями южного крыла. Вместе с тем слой *b* в разрезах на реках Рагуше, Пярдомле, Тутоке и Ретеше был отнесен М. Э. Янишевским к веневским слоям, а слой *a₈* (с индексом *a₇₊₈*) — к михайловским. При дальнейшем изучении фауны М. Э. Янишевский пришел к выводу, что на р. Мсте по крайней мере нижняя половина слоя *b* должна быть также отнесена к окской свите, т. е. к веневским слоям.

В. И. Железкова (1938) на основании изучения брахиопод убедительно показала, что слой *b* на протяжении от р. Мсты до р. Тагажмы является единым стратиграфическим горизонтом, отчетливо сопоставляющимся с веневскими слоями южной части Подмосковного бассейна. Последующие исследования подтвердили правильность этой точки зрения, что получило отражение в унифицированных стратиграфических схемах 1951 и 1965 гг.

В 1965 г. А. И. Осипова и Т. И. Бельская на основании корреляции мстинского разреза с разрезами южного крыла Подмосковного бассейна отнесли слой *b* к тарусскому горизонту.

Серпуховский надгоризонт

Тарусский горизонт. Тарусские отложения, как и веневские, распространены почти повсеместно и характеризуются выдержанностью основных литологических признаков (см. рис. 34). Их обнажения

известны по рекам Мсте, Пикше, Рагуше, Пярдомле, Рядани, Кимреке, Тагажме, Вытегре; они вскрыты также множеством буровых скважин.

Разрез тарусского горизонта обычно двучленный: нижняя его часть песчано-глинистая, а верхняя сложена известняком и доломитом. В Андомо-Вытегорском районе этим частям соответствуют толщи *b* и *c* тагажемской свиты стратиграфической схемы В. П. Бархатовой (1941).

Часто переслаивающиеся глины, пески, алевроиты, реже алевролиты и песчаники нижней части тарусского горизонта, залегают на размытой поверхности веневского горизонта с резким контактом. Для них характерна яркая, пестрая окраска красных, бурых, серых, охристо-желтых тонов, четкая слоистость и увеличение содержания песчаного материала по мере продвижения с востока на запад.

С. Г. Вишняков (1955) указывал, что в Тихвинском бокситовом районе для этой части разреза повсеместно характерны темно-серые тонкослойные глины, с редкими отпечатками мелких тонкоробристых продуктид и остатками гастропод типа *Omphalotrochus*. Это не всегда так, но во многих разрезах в нижней части описываемого комплекса пород такие глины действительно встречаются. Например, в Угловском районе несколькими буровыми скважинами вскрыты тонкозернистые, сильноизвестковые, серовато-сиреневые слоистые глины, мощностью около 0,5 м, перешоленные мелким детритом тонкостенных брахиопод, пелеципод и остракод. Аналогичные породы встречены и в центральной части Тихвинского района.

На р. Тагажме разрез тарусского горизонта также начинается темно-серой и серой пластичной тонкослойной глиной мощностью около 2 м, но насыщенной углефицированными и минерализованными остатками растительности и мелкими включениями сажистого угля.

Обычная мощность песчано-глинистого комплекса 2—6 м. На участке преобладающего развития песков (например Южное Прионежье) она увеличивается до 10—15 м. В восточной и юго-восточной частях региона (Пикалево, Пестово, Валдай и др.) песчано-глинистые породы почти полностью исчезают из разреза тарусского горизонта.

В Боровичском и Тихвинском районах из этой части разреза были определены *Canocrinella cf. venevi* Sar., *Bairdia distracta* Eichw., *B. brevis* var. *jonesi* P o s n., *B. hisingeriformis* P o s n.

Максимуму тарусской трансгрессии соответствует слой *C'* схемы С. Г. Вишнякова, сложенный эпигенетическими доломитами, доломитизированными известняками, известковыми доломитами, реже известняками. Доломиты и доломитизированные известняки серого или желтоватого цвета, в большинстве случаев сильно выщелоченные, кавернозные, нередко с жеодами и прожилками кальцита; местами они переходят в рыхлую массу. В некоторых разрезах, в том числе на реках Тагажме и Вытегре, они сильно ожелезнены и имеют охристо-бурую окраску. Известняки органогенно-обломочные, белого цвета, обычно перекристаллизованы.

Для пород слоя *C'* характерно более сильное окремнение, чем для веневских известняков. Так, в обнажении на р. Мсте у д. Ровное наблюдается тонкий прослой кремней с четковидными пережимами (целочка) мощностью 0,15—0,2 м. На р. Прикше у д. Столобна имеется три таких прослоя. Они располагаются параллельно общему напластованию в верхней, средней и нижней частях разреза. Эти кремни в отличие от встречающихся в веневском горизонте имеют желтоватую окраску. Мощность слоя *C'* в большинстве разрезов 6—8 м. В восточных и юго-восточных частях региона она достигает 16—17 м, а в Андомо-Вытегорском районе сокращается до 2—3 м. Встреченные органические остатки имеют очень плохую сохранность. В южной части региона (реки Мста,

Прикша, Рагуша) были определены *Avonia youngiana* (Dav.), *Buxtonia scabricula* (Mart.), *Cancrinella undata* (Defr.), *Gigantoproductus latexpansus* Sar., *Productus concinnus* Sow., *Marginifera lobata* (Sow.), *Martinia glabra* (Mart.) и др.

В слое *C'*, вскрытом буровыми скважинами на правом берегу р. Ошты (Южное Прионежье) Р. А. Ганелиной определен комплекс фораминифер *Pseudoendothyra concinna* (Schlyk.), *P. sublimis* (Schlyk.), *Eostaffella proikensis* Raus., *E. paraparva* Gan., *E. prisca* var. *settella* Gan., *E. parastruvei* Raus., *E. parastruvei* var. *mstaensis* Gan., *E. minutissima* Raus., *E. constricta* Gan., *Plectogira omphalata* (Raus. et Reil.), *P. bradyi* (Mikh.), *Globoendothyra globulus* var. *numerabilis* (Viss.) и др. Среди остатков фауны в слое тарусских доломитизированных известняков на р. Тагажме определены кораллы (Соколов, 1946): *Lonsdaleia papillata* Edw. et Heim., *Syringopora regularis* Sok., *S. reticulata* Goldf. *Chaetetetes janischewskyi* Sok., *Ch. septosus* Flem., *Chaetetella depressa* (Flem.), *Chaetetipora textilis* Sok. и брахиоподы (В. Ю. Горянский): *Avonia youngiana* (Dav.), *Gigantoproductus striatosulcatus* (Schw.), *G. latipiscus* Sar., *Anti-quationia prikschiana* (Jan.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Ambocoelia urei* (Flem.), *Athyris ambigua* (Sow.). Остатки водорослей *Calcifolium okense* Schw. et Big. немногочисленны, но встречаются в этом слое повсеместно.

Общая мощность тарусского горизонта 10—20 м.

Стешевский горизонт (*C_{1st}*). Породы стешевского горизонта имеют такое же распространение в пределах описываемого региона, как и отложения тарусского горизонта. Они мало отличаются от последних по литологическим особенностям и по палеонтологической характеристике.

В разрезах, где стешевские известняки и доломиты залегают непосредственно на известняках и доломитах тарусского горизонта (восточная часть региона), или там, где в обоих горизонтах наблюдается неоднократное переслаивание известняков и доломитов с песчано-глинистыми породами (Южное Прионежье), границу между горизонтами практически установить невозможно. В этих случаях приходится всю толщу рассматривать как единый серпуховский надгоризонт, как это было сделано З. А. Богдановой в 1929 г. при изучении разреза на р. Мсте у д. Ровное. Разрез стешевского горизонта, так же как и тарусского, двучленный и состоит из пачки песчано-глинистых пород, перекрытой известняками и доломитами слоя *C''* схемы С. Г. Вишнякова, который соответствует толще *e* тагажемской свиты в Андомо-Вытегорском районе (см. рис. 34).

Состав пачки песчано-глинистых пород и ее мощность, весьма непостоянны. В восточной части Тихвинского района, где мощность этой пачки не превышает 0,5 м, она представлена тонкодисперсными, жирными на ощупь, тонкослоистыми глинами голубовато-серого, темно-красного и реже желтого цвета. В центральной части Тихвинского района и в Боровичско-Угловском районе, где мощность пачки 1—4 м, глины становятся алевритовыми, а в верхней части переходят в глинистые, слюдистые, слоистые алевриты (р. Рагуша и др.).

Разрез на правом берегу р. Тутоки, выше д. Мелехово, по данным Р. Ф. Геккера и С. Г. Вишнякова (1955), указывает на существование здесь в послетарусское время континентальных условий. В этом разрезе на известняке слоя *b* залегает нижнетарусская фиолетовая глина (мощностью 0,75 м), на размытую поверхность которой ложится толща косослоистых, плохо отсортированных песков, с примесью гравия и мел-

кой гальки. Гальки (до 5 мм) плохо окатаны и состоят в основном из обломков каменноугольных известняков и буро-железистых пород. Вверх по разрезу примесь гальки и гравия уменьшается, песок становится среднезернистым и глинистым, а еще выше мелкозернистым, постепенно переходящим в песчаную глину, перекрываемую известняком С". Мощность всей толщи около 12 м. Недалеко от названного обнажения на одном уровне с описанными песчано-гравийными отложениями залегает слой тарусского известняка. Исходя из этого можно предположить, что рекой здесь вскрыта древняя промоина, образовавшаяся под действием проточных вод, на что указывают и плохая сортировка песчано-гравийного материала и косая слоистость.

В Южном Прионежье разрез песчано-глинистой пачки свидетельствует о существовании в послетарусское время прибрежно-континентальных условий. Здесь обнаружены плотные слоистые глины буровато-лиловой, серой, черно-серой окраски, реже пестроцветные, с многочисленными обугленными и минерализованными остатками растительности, с тонкими прослоями сажистого угля и углистой глины, с отпечатками стигмарий. Мощность их 2—8 м. Пестроокрашенные разности глин нередко бывают известковистыми и содержат неопределимые остатки фауны.

В бассейне р. Вытегры большая часть этой пачки сложена мелкозернистым, кварцевым, слабослюдистым песком мощностью 10—15 м.

Слой доломитов, доломитизированных и органогенно-обломочных известняков С" мощностью 8—10 м отвечает стешевской трансгрессии визейского моря. Преобладающими являются доломиты и доломитизированные известняки. В этом слое, так же как и в тарусских породах, широко распространены желваки кремня и окремненные участки. Местами встречаются доломитовые брекчии и доломитовая мука, жеоды и прожилки эпигенетического кальцита, а иногда и кварца. В бассейне рек Капши и Паши развиты преимущественно чистые, перекристаллизованные органогенно-обломочные, мелкопористые, монолитные, плитчатые известняки.

Остатки фауны в стешевских породах обычно имеют очень плохую сохранность. Все же М. Э. Янишевский, В. И. Железкова и Б. С. Соколов указывают следующие виды окаменелостей, найденные ими в обнажениях на реках Прикше, Белой и Мсте: *Lonsdaleia floriformis* Flem., *L. annulata* Stuck., *Campophyllum amplexoides* Stuck., *Chaetetes rossicus* Sok., *Ch. tenuiradiatus* Sok., *Chaetetella tenuistriata* Sok., *Echinoconchus elegans* McCoy, *Gigantoproductus latipriscus* Sar., *G. giganteiformis* (Liss.), *G. superior* (Jan.), *Antiquatonia prikschiana* (Jan.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Camarotoechia pleurodon* (Phill.) и др.

Р. А. Ганелина в керне буровых скважин в бассейне р. Ояти обнаружила комплекс фораминифер: *Pseudoendothyra struvei* (Moell.), *Eostaffella proikensis* Raus., *E. parastruvei* Raus., *E. prisca* Raus., *Mediocris breviscula* (Gan.), *Endothyranopsis crassus* (Grady), *E. crassus* var. *sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Plectogyra kirgisana* (Raus.), *Archaediscus moelleri* Raus., *A. grandiculus* Schlyk. и др. Там же были определены брахиоподы *Gigantoproductus superior* (Jan.), *Striatifera striata* (Fisch.).

В разрезе на р. Тагажме, где описываемые породы особенно сильно доломитизированы и перекристаллизованы, Б. С. Соколов выявил сравнительно бедный, но, по его мнению, достаточно определенный верхне-серпуховский комплекс фауны, включающий *Chaetetes rossicus* Sok. (много; характерный вид для серпуховского надгоризонта), *Syringopora ramulosa* Goldf., *S. reticulata* Goldf., *Gigantoproductus latipriscus*

(S a r.), *Striatifera striata* (F i s c h.), остатки пеллеципод, гастропод и др.

Общая мощность стешевского горизонта по всему региону составляет 8—15 м и только в Валдайском районе уменьшается до 5—6 м.

Намюрский ярус

Протвинский горизонт *S₁pr*, так же как тарусский и стешевский, имеет двучленное строение. Он состоит из сравнительно маломощной пачки песчано-глинистых пород, перекрытой толщей известняков и доломитов (слой *d* по З. А. Богдановой и С. Г. Вишнякову).

Пачка песчано-глинистых пород распространена повсеместно. Она отсутствует в разрезе на р. Мсте и к югу от нее, в Угловском и Валдайском районах, а в восточной части Тихвинского района имеет незначительную мощность (от 0,1 до 3 м). Мощность пачки заметно увеличивается в северной половине региона, где на участке между Пашозером и Капшозером достигает 4—5 м, а в отдельных разрезах 10 м, в бассейне р. Вытегры она вновь сокращается до 1—3 м.

Описываемая пачка повсюду залегает на размытой поверхности пород серпуховского надгоризонта с резким контактом. Сложена она обычно песчаными и алевритовыми, нередко слюдистыми глинами, тонко- и мелкозернистыми песками. Глины слоистые и тонкослоистые. Слоистость подчеркивается прослойками тонкозернистого песка и алеврита, а кое-где послойной сменой окраски. Окраска преимущественно пестрая, обусловленная пятнистым или жилковатым распределением коричневого, красного, охристо-желтого и зеленовато-серого цветов. Пески кварцевые или кварцево-полевошпатовые, темно-серые или пестроокрашенные.

Во многих разрезах в глинах отмечена известковистость, а в обнажении на р. Вытегре на западном откосе Новомариинского канала у с. Девятины в них наблюдаются два тонких (5 и 10 см) прослоя тонкокристаллического, плотного, охристо-желтого доломитизированного известняка. Кое-где обнаружены остатки фауны, среди которых в разрезах скважин в Хвойненском районе были определены фораминиферы и остракоды: *Janischewskina* cf. *operculata* (R a u s. et R e i t l.), *Earlandia vulgaris* (R a u s. et R e i t l.), *Cavellina phillipsiana* var. *carbonica* (J o n. et K i r k b y), *Healdianella subaequalis* P o s n., *Jonesina discerperrata* var. *costata* P o s n.

Обнажения песчано-глинистой пачки весьма редки. Кроме указанного выше пункта, они известны на р. Тагажме, вблизи устья ручья Пельки (мощность пачки 2,5—3 м) и на реках Рагуше и Воложке.

Песчано-глинистые породы переходят в известняки и доломиты слоя *d* постепенно. Вместе с тем в более мористых разрезах наблюдается исчезновение песчано-глинистых пород и замещение их известняком. Так, например, на левобережье р. Вытегры, на уровне залегания пород песчано-глинистой пачки, скважинами вскрыт доломитизированный известняк с тонкими прослоями песчано-глинистых пород.

Известняки и доломиты слоя *d* распространены повсеместно. Их естественные обнажения известны на реках Цне, Шлине, Граничной, Мсте, Рагуше, Лининке, Воложке, Тутоке, Чагоде, Поньрь, Суглице, Тагажме, Вытегре. Они вскрыты также в ряде карьеров, особенно полно у ж.-д. станции Угловка. Увеличение мощности слоя *d* происходит в восточном направлении. В западной части региона, в районе г. Валдай, на реках Мсте, Рагуше и далее до р. Вытегры она составляет 15—20 м, а в восточной (поселки Подборовье — Хвойная) возрастает до 30—50 м. В Пестовском районе мощность протвинских известняков уменьшается до 20—25 м.

Описывая слой *d* в Тихвинском районе, С. Г. Вишняков (1955) указывает, что его нижняя часть мощностью около 10 м весьма неоднородна и сложена доломитами и в различной степени доломитизированными и перекристаллизованными известняками. Часто встречаются желваки кремня и окремненные участки породы с жеодами и прожилками кварца. Доломиты эпигенетические, желтовато-белые, неоднородной структуры, выщелоченные, кавернозные, с жеодами и прожилками кальцита. Верхняя часть слоя *d* сложена главным образом известняками, часто с включениями гнезд красных и зеленых глин, появление которых связано с процессами древнего карстообразования. Известняки белые, мелко- и среднезернистые, перекристаллизованные, крепкие. Их окремнение значительно меньше, чем в нижней части слоя.

В большинстве разрезов в основании слоя *d* и в его средней части залегают пелитоморфные доломиты желтовато-серого цвета, крепкие с раковистым изломом, пронизанные своеобразными вертикально направленными червеобразными трубочками диаметром от 0,5 до 3 мм. Эти доломиты являются первичными хемогенными осадками, накопление которых происходило, по-видимому, в мелководных осолоненных лагунах или заливах.

Фауна в известняках обычно немногочисленна и имеет плохую сохранность. Определены *Chaetetes radians* Fisch., *Gigantoproductus latissimus* Sow., *G. superior* (Jan.), *Striatifera striata* var. *geniculata* (Jan.).

В районе ст. Угловка в разрезе протвинских известняков и доломитов общей мощностью 23 м («угловский горизонт» по М. Э. Янишевскому) отчетливо выделяются шесть пачек (Шаманин, 1960 г.; Яржемская, 1956 г.):

- | | |
|--|-----------|
| V пачка, самая нижняя, распространена в Угловском районе повсеместно, она сложена доломитами и доломитизированными известняками серого и темно-серого цвета, тонко- и скрытокристаллическими, плотными, участками пористыми и кавернозными. В породе наблюдаются желваки кремния и окремненные участки | |
| IV пачка так же широко распространена, как и подстилающая ее V пачка, но в отличие от последней она сложена светло-серыми, сильно окремненными известняками. Доломитизированные разности пород в этой пачке встречаются редко | 3,1—7,9 м |
| III пачка распространена ограниченно. Она встречена главным образом вблизи ст. Угловка. Светлоокрашенные известняки этой пачки отличаются большей чистотой химического состава. Кремни встречаются редко. Известняки пористые, кавернозные, мелко- и тонкокристаллические. В них наблюдаются массовые скопления кораллов <i>Chaetetes</i> | 3,9—7,5 „ |
| II пачка распространена только вблизи ст. Угловка. Она сложена сильноокремненными, кавернозными известняками. Отдельные прослои очень плотные и крепкие. Известняки переполнены обломками раковин брахиопод | 1,3—4,9 „ |
| I пачка сохранилась в виде разрозненных небольших пятен на Угловском месторождении известняков. Она сложена серыми, тонко- и мелкокристаллическими пористыми известняками, с толстоплитчатой и массивной текстурой, переполненными колониями кораллов <i>Chaetetes</i> | 0,4—4,9 „ |
| Пачка 0, самая верхняя в разрезе протвинского горизонта, распространена также в виде мелких разрозненных пятен. Пачка сложена кремовыми и светло-серыми окремненными известняками с конгломератовидной и глыбовой текстурой. Известняки сильно закарстованы. Полости в них заполнены пестрой известковистой глиной, окрашенной в красный, малиновый, голубой, зеленый и охристо-желтый цвета | 0,2—4,2 „ |
| | 0,4—5,3 м |

В Андомо-Вытегорском районе известняково-доломитовые породы протвинского горизонта были описаны впервые В. П. Бархатовой (1941) в естественных выходах на р. Вытегре (у пос. Девятины) и р. Тагажке как девятинская свита. В дальнейшем эти отложения изучались

А. А. Кальниным, Б. С. Соколовым, С. Г. Вишняковым, В. С. Кофманом, А. М. Савиной, В. Г. Реудаником.

В разрезе девятинской свиты на р. Вытегре В. П. Бархатова выделила три толщи (снизу вверх):

- a — сильно доломитизированные известняки и доломиты некристаллического или мучнистого сложения, участками сильно окремненные 7 м
- b — доломитизированные, мелкокристаллические, толстослойные известняки 6 „
К подошве толщи приурочен прослой, насыщенный отпечатками и ядрами брахопод (этот прослой прекрасно прослеживается и в разрезе р. Тагажмы).
- c — рифовые, массивные, сильно закарстованные известняки, с карстовыми полостями, заполненными пестроокрашенными известковистыми глинами. В неразрушенных участках известняки имеют сахаровидную структуру 7 „

Выделить эти три толщи на р. Тагажме и тем более в буровых скважинах почти не удается.

Касаясь стратиграфического положения девятинской свиты, В. П. Бархатова (1941) указывала, что вместе с тагажемской свитой она является синхронной серпуховской свите Тихвинского района. Эту точку зрения несколько уточнил Б. С. Соколов (1946), отметивший, что сплошная толща карбонатных пород девятинской свиты по данным определения кораллов в значительной части должна быть отнесена к стешевским слоям. К протвинским слоям, по его мнению, могут быть отнесены лишь самые верхи девятинского известняка.

Позднее В. С. Кофман (1950 г.) и В. Ю. Горянский, Г. И. Егоров и Я. Д. Зеккель (1958) высказали мнение, что девятинская свита целиком соответствует известняково-доломитовой части протвинского горизонта Тихвинского, Боровичско-Валдайского районов. Окончательно вопрос о стратиграфическом положении девятинской свиты был решен в 1960—1962 гг. во время геологической съемки в Андомо-Вытегорском районе, производившейся В. С. Кофманом и Т. В. Александровой, когда несмотря на сильную доломитизацию пород, уже в нижней части свиты удалось обнаружить сравнительно богатый протвинский комплекс остатков фауны (Горянский, Кофман, 1966), содержащий *Eostaffella* cf. *paraprotvae* Raus., *E.* cf. *protvae* Raus., *Chaetetes* aff. *namurensis* Sok., *Gigantoproductus latissimus* (Sow.), *Davidsonia curvata* (Jan.), *Athyris expansa* (Phill.).

Средний отдел

Среднекаменноугольные отложения широко известны на востоке Ленинградской и Новгородской областей, но пока еще изучены недостаточно. Это связано с плохой обнаженностью пород, а также с тем, что было пробурено мало скважин, вскрывающих эти отложения. В результате на рассматриваемую территорию распространялись стратиграфические представления, выработанные для более южных и восточных районов, где средний карбон изучен лучше. При этом широко утвердилось мнение, будто в восточных частях Ленинградской и Новгородской областей, так же как и там, встречаются отложения всего среднего карбона и даже нижней части верхнего карбона.

По ранним представлениям С. Г. Вишнякова (1934 г.), разрез среднего карбона расчленяется на два горизонта: песчано-глинистый и известняковый, которые соответственно параллелизовались им с верейской и нерасчлененными каширской, подольской и мячковской свитами.

М. Э. Янишевский (1937), изучая среднекаменноугольные отложения развитые в пределах Ленинградской области, выделил нижнюю красноцветную песчано-глинистую толщу неопределенного возраста и две толщи известняков, нижнюю с *Choristites* sp. nov. (каширский + по-

дольский горизонты) и верхнюю — с *Choristites mosquensis* Fisch. (мячковский горизонт). В Андомо-Вытегорском районе, по его мнению, средний карбон представлен только мячковским горизонтом.

Позже С. Г. Вишняков (1951 г., 1954) в среднем карбоне выделил верейскую (песчано-глинистую) свиту, толщу обломочных известняков (каширская свита) и толщу органогенно-обломочных известняков (подольская + мячковская свиты).

В послевоенные годы Ф. И. Романовым (1950 г.), Е. Д. Остромецкой (1955 г.), В. С. Кофманом (1955, 1959 гг.), Е. И. Хавиным (1956, 1959 гг.) и Л. И. Станкевич (1954 г.) были получены новые данные для более точного и обоснованного стратиграфического расчленения среднекаменноугольных отложений.

В настоящее время на востоке Ленинградской и Новгородской областей установлены башкирский и московский ярусы. Последний включает отложения верейского, каширского и подольского горизонтов. При отсутствии мячковского горизонта пока не подтверждается палеонтологическими данными, однако это не исключено, поскольку мячковские отложения известны в Вологодской области в непосредственной близости от границ рассматриваемой территории.

Следует отметить, что палеонтологического изучения среднекаменноугольных отложений на территории Ленинградской и Новгородской областей в послевоенные годы фактически не проводилось.

Верхнекаменноугольные отложения здесь отсутствуют.

Башкирский ярус

Отложения башкирского яруса обнаружены только на небольшой площади в Пестовском районе Новгородской области. Они вскрыты здесь рядом структурно-картировочных скважин (Ф. Н. Романов, 1950 г.) и Пестовской опорной скважиной (Станкевич, 1961). Мощность их от 4 до 26 м.

В основании башкирских отложений залегает прослой лиловато-бурых и лиловых неслоистых жирных глин, с многочисленными угловатыми обломками светло-серого известняка с пелитовой вкрапленностью окислов железа, местами образующих скопления в виде конкреций. Мощность глин 0,6 м.

Остальная часть разреза сложена известняками. Внизу они белые, перекристаллизованные, слабо сцементированные, с многочисленными примазками зеленовато-желтого и лиловатого глинистого вещества. Выше известняки крепкие, массивные, пористые, светло-серые с розовыми и темно-серыми пятнами и прослоями, частично глинистые, нередко перекристаллизованные, участками окремненные. Иногда встречаются тонкие прослой гравелита и отдельные включения плоскоокатанных гравийных зерен карбонатно-глинистых пород. Органические остатки встречаются в виде рассеянных обломков раковин и их массовых скоплений. Они представлены фораминиферами, обломками криноидей, остракод и др. Т. И. Шлыковой (Романов, 1950 г.) определен комплекс фораминифер: *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. antiqua* var. *schlykovae* Grozd. et Leb., *P. cf. proozawai* Kir., *Profusulinella staffellaformis* Kir., *Schubertella* ex gr. *obscura* Lee et Chen., *Novella* cf. *aperta* Grozd. et Leb., *Eostaffella acuta* Grozd. et Leb., *E. postmosquensis* Kir. и др., который, по ее мнению, сходен с комплексами, найденными в каяльских отложениях Самарской Луки и верхнекаяльских отложениях западного склона Урала.

Факт обнаружения башкирских отложений в Пестовском районе объяснить сложно. В настоящее время принято считать, что это остат-

ки башкирских отложений, уничтоженных предверейской эрозией и верейской трансгрессией на западе Московской синеклизы и сохранившиеся здесь только в пониженных частях рельефа поверхности протвинского горизонта. Эти понижения образовались во время раннебашкирского перерыва в осадконакоплении. Большое участие в их образовании, несомненно, играли тектонические процессы.

В последней Унифицированной стратиграфической схеме (1965 г.) башкирские отложения Пестовского района относятся к прикамскому и черемшанскому горизонтам. Это значит, что в Новгородской области отсутствуют как низы башкирского яруса (северо-кельтменский горизонт), так и его верхняя часть (мелекесский горизонт).

Решение вопроса о генезисе башкирских отложений и их стратиграфическом расчленении возможно только путем детального изучения башкирской и протвинской фауны на рассматриваемой территории, что до сих пор еще не делалось.

Московский ярус

Верейский горизонт (C_2vr). Отложения верейского горизонта знаменуют начало новой трансгрессии каменноугольного моря и залегают на размытой поверхности как башкирских, так и протвинских отложений.

На большей части территории они представлены пестроокрашенными, преимущественно красноцветными, песчано-глинистыми и карбонатными породами, мощность которых колеблется от нескольких метров до 30 м. В Пестовском районе мощность верейского горизонта составляет 42 м (Ф. Н. Романов, 1950 г.). В нижней части разреза верейских отложений преобладают песчаные глины и пески, в верхней — глины. Благодаря большому содержанию полевого шпата (до 67%) верейские пески относятся к аркозовому типу. Для них характерна также слабая окатанность зерен и плохая сортировка материала. Наиболее распространены вишнево-красная и голубовато-зеленая окраска с фиолетовыми пятнами. Слоистость тонкая, горизонтальная, обычно неотчетливая, часто она отсутствует.

В самой нижней части разреза наблюдаются обломки подстилающих известняков, покрытые железистой коркой, а в верхней маломощные прослои известняков, доломитов и доломитовых мергелей (мощностью до 2 м). Редко встречающиеся в этих прослоях остатки фораминифер, брахиопод и остракод имеют плохую сохранность.

На территории Ленинградской и Новгородской областей неизвестны разрезы, достаточно хорошо характеризующие верейские отложения. Ближайший, наиболее полный разрез верейского горизонта мощностью 19,75 м, детально описан С. Г. Вишняковым (1950) в скважине у ст. Чагода (Вологодская область). Здесь вскрыты (сверху вниз):

- | | | |
|----------------|--|--------|
| $C_2k\delta$. | Известняк твердый, белый доломитизированный, обломочный (размер обломков до 10 см), местами перекристаллизованный и сильно выщелоченный, со следами фауны | 1,5 м |
| C_2vr . | Слой 1. Глина пластичная, местами песчаная, голубовато-зеленая и красная | 4,2 " |
| C_2vr . | 2. Доломит желтовато-серый, местами известковистый, грубообломочной и скрытокристаллической структуры, с примазками и включениями зеленой глины, сильно выщелоченный | 0,6 " |
| C_2vr . | 3. Глина пластичная, неяснослоистая, фиолетовая с красными, желтыми и зеленоватыми пятнами | 0,65 " |
| C_2vr . | 4. Доломит глинистый, зеленовато-серый, с красными пятнами, микрозернистый, мягкий, тонкослоистый | 1,2 " |
| C_2vr . | 5. Доломитовая брекчия, состоящая из угловатых обломков желтого ожелезненного и белого скрытокристаллического доломита и зеленой | |

	глины, цементированная желтовато-серой мягкой доломитовой массой	0,6 м
C ₂ vr.	6. Глина песчаная, кирпично-красная, с голубыми прослойками, тонко-слоистая, слюдистая	1,35 "
C ₂ vr.	7. Мергель доломитовый, плотный, розовый	0,3 "
C ₂ vr.	8. Глина песчаная, красная, с голубыми, желтыми и фиолетовыми прослоями и пятнами, слюдистая, с многочисленными угловатыми обломками доломитового мергеля	4,9 "
C ₂ vr.	9. Мергель доломитовый, голубовато-серый с пятнами брекчиевидного сложения, состоящий из неправильных желваков глинистого доломита, цементированных песчаной доломитовой глиной. Слоистость не наблюдается	1 "
C ₂ vr.	10. Глина пластичная, тонкая, фиолетово-красная, слоистая	0,45 "
C ₂ vr.	11. Песчаник глинистый, тонкозернистый, слюдистый, с глинистым цементом и обломками доломитового мергеля	1 "
C ₂ vr.	12. Мергель доломитовый, скрытокристаллический светло-зеленый с красными, желтыми и фиолетовыми пятнами и с неясными остатками фауны	1,5 "
C ₂ vr.	13. Глина доломитовая, кирпично-красная, с голубыми и желтыми пятнами	0,5 "
C ₂ vr.	14. Мергель доломитовый, брекчиевидный, слоистый, скрытокристаллический, серовато-зеленый, с примазками и включениями красной и зеленой глины	1,5 "
C ₁ pr.	Известняк тонкозернистый, кристаллический, очень твердый, белый, с включениями и прожилками зеленой и красной глины. Содержит сильно перекристаллизованные остатки микрофауны.	

Верейский возраст рассматриваемых отложений хорошо устанавливается сопоставлением с разрезами классических обнажений и скважин Ржевского Поволжья и глубоких опорных скважин в Максатихе, Кувшинове и др., а в Пестовской опорной скважине подтвержден палеонтологическими данными. Здесь Т. И. Шлыковой были определены *Pseudostaffella compressa* R a u s., *Ozawainella* sp., *Aljutovella* ex gr. *aljutovica* (R a u s.) и др.

В Андомо-Вытегорском районе по стратиграфической схеме В. П. Бархатовой (1941) верейскому горизонту соответствует толща а кайручейской свиты. Породы этой толщи залегают на размытой поверхности протвинского известняка и представлены красными, красновато-бурыми и фиолетовыми пластичными известковистыми глинами с обломками и тонкими прослоями светлого доломитизированного известняка. Мощность толщи 0,5—6 м.

Строение разреза и вещественный состав верейских отложений позволяют заключить, что образование их происходило в прибрежно-морских условиях. Частично они сложены прибрежно-дельтовыми осадками, частично лагунно-морскими. В основании горизонта в Южном Прионежье иногда залегают также элювиальные и делювиальные глинистые продукты коры выветривания.

По мнению С. Г. Вишнякова (1954), детально изучившего вещественный состав верейских песчано-глинистых пород, обогащение их полевыми шпатами, плохая окатанность и сортировка минералов песчаной фракции, большое содержание слюд, амфибола, эпидота и апатита указывают на то, что исходный терригенный материал не претерпевал длительного переноса. Разрушение пород области сноса и перенос продуктов разрушения происходили очень быстро, что связано с некоторым поднятием в это время Фенноскандии, кристаллические породы которой являлись источником материала для образования осадков верейского горизонта.

Предположить, что верейские породы образовались только за счет размыва подстилающих отложений, нельзя, так как при этом остаются непонятными причины обогащения переотложенного осадка полевыми

шпатами, слюдами и терригенным материалом, которых очень мало в протвинских и башкирских отложениях.

Каширский горизонт — $C_2k\check{s}$. Отложения каширского горизонта знаменуют собой дальнейшее развитие трансгрессии среднекаменноугольного морского бассейна. Так же как и верейские отложения, они широко распространены в Ленинградской и Новгородской областях и прослеживаются далеко на восток, север и юг.

Представлены каширские отложения обломочными, частично органогенными светлоокрашенными известняками, доломитизированными известняками и доломитами с небольшими прослоями глин и мергелей общей мощностью до 15—20 м, а возможно и более (до 30 м). В известняках обычно хорошо видны шаровидные или плохо окатанные известковые тельца, похожие на оолиты, и обломки известняка. Размеры последних только в редких случаях превосходит 2 мм, достигая 1 и даже 5 см. Более крупные обломки обычно угловатые. Нередко встречаются мелоподобные известняки.

Слоистость в известняках, как правило, грубая. Иногда наблюдается косая слоистость, с наклоном слоев до 15°. Прослой плотных, неслоистых, обычно песчаных, зеленоватых глин и крепких доломитизированных микрозернистых мергелей имеют подчиненное значение. Их мощность изредка достигает 2 м, а обычно составляет несколько десятков сантиметров. Нередко эти прослой выклиниваются.

Нижняя граница каширского горизонта в отличие от верхней отчетливая, она обозначена резкой сменой верейских песчано-глинистых пород массивными известняками. Верхняя граница в большинстве случаев не может быть четко установлена и поэтому проводится условно по основанию пласта розового и фиолетово-розового мелкозернистого известняка и мергеля мощностью 0,4—2 м (Вишняков, 1954) или по появлению характерных для подольского горизонта фораминифер *Fusulinella colaniae* Lee et Chen., *Fusulina elegans* Raus. et Bel., *Pseudostaffella sphaeroidae* Ehrenb., *Hemifusulina bocki* Moell. и др. Так как маркирующий пласт распространен не везде, а остатки фауны обычно отсутствуют, установить точную границу между каширским и подольским горизонтами в Ленинградской и Новгородской областях обычно не удается. В большинстве случаев исследователи завышают мощность каширских отложений за счет подольского горизонта (Е. Д. Остромецкая, 1955 г., Е. И. Хавин, 1959 г.).

Ниже приводится один из таких разрезов, детально описанный Е. Д. Остромецкой (1955 г.) в северной части Тихвинского бокситового района (вблизи с. Пашозеро). Здесь под четвертичными отложениями вскрываются:

- $C_2k\check{s} + pd(?)$. 32,10—38,10 м. Известняк слабо раскристаллизованный светло-серый, с желтоватыми пятнами, крепкий. Органические остатки плохой сохранности; определены фораминиферы *Climacammina obscura* Reitl., *Pseudostaffella* sp., *Tetratxis parviconica* Lee et Chen. и др.
- $C_2k\check{s}$. 33,10—33,95 м. Глинисто-известковистая порода с обломками крепкого и рыхлого известняка, светло-серая с желтоватыми пятнами.
- $C_2k\check{s}$. 33,95—41,50 м. Известняк скрытокристаллический, иногда слабо раскристаллизованный с остатками брахиопод, остракод, члениками криноидей; цвет светло-серый, с темно-серыми, светло-коричневыми и фиолетово-серыми пятнами и прослойками. Местами известняк закарстован.
- $C_2k\check{s}$. 41,50—46,50 м. Известняк органогенно-обломочный, крепкий светло-серый, участками с ржаво-коричневыми, зеленоватыми и серыми пятнами. В верхней части прослой 0,30 м глинисто-известковой массы с обломками известняка; органические остатки сильно перекристаллизованы, определены фораминиферы *Pseudostaffella* ex gr. *umbilicata* (Put. et Leont.), *Profusulinella* ex gr. *pseudolibrovichi* Saf., *Tetratxis parviconica* Lee et Chen.

- C₂kš.* 46,50—52,20 м. Известняк органогенно-обломочный, скрытокристаллический, местами землистой структуры, с очень большим количеством органических остатков плохой сохранности, окраска желтовато-серая, светло-серая и серая со светло-коричневыми пятнами, в нижней части слоя обломочная структура; определены фораминиферы *Eostaffella cf. postmosquensis* Kir., *Globivalvulina minima* Reitl.
- C₂kš.* 52,20—52,45 м. Известняк, превращенный в глинисто-известковую массу, включающую очень мелкие округлые известняковые обломки; окраска распределяется по слоям (зеленовато-серая, светло-желтая, красновато-коричневая).
- C₂kš.* 52,45—59,45 м. Известняк органогенно-обломочный скрытокристаллический; в нижней половине слоя кристаллический; окраска светло-серая, почти белая, со светло-желтыми и коричневатокрасными пятнами; многочисленные органические остатки сильно перекристаллизованы.
- C₂kš.* 59,45—51,20 м. Мергель доломитизированный, песчанистый, пятнисто-окрашенный в светло-серый, серо-зеленый, светло-желтый и розовато-желтый цвета, с мелкими включениями серой, слабозвестковистой глины.
- C₂kš.* 61,20—62,40 м. Известняк скрытокристаллический, доломитизированный крепкий, слабопористый, светло-серый, с зеленоватым оттенком и мелкими включениями зеленой глины. В верхней части известняк превращен в глинистую массу, содержащую остроугольные обломки крепкого доломитизированного известняка.
Общая мощность пород 30,3 м.

В других разрезах каширского горизонта на территории Ленинградской и Новгородской областей в отличие от описанного выше встречаются прослойки кремнистого известняка и желваки кремня, а также значительно более широко распространены известняки, содержащие оолитоподобные образования.

Фауна в каширских отложениях сравнительно редка, плохой сохранности и изучена недостаточно. Как указывает Е. И. Хавин (1956 г.), в восточной части Тихвинского бокситового района определены *Choristites priscus* var. *senilis* A. et E. Ivan., *Ch. cf. sowerbyi* Fisch., *Chonetes carboniferus* Keus. и др., а также фораминиферы, не позволяющие уточнить возраст пород.

В Пестовском районе каширские отложения (Романов, 1950 г.; Станкевич, 1961) по аналогии с Ржевско-Старицким Поволжьем были расчленены по фауне на ржевские и холохоленские слои. Их мощность соответственно 18—31 и 1—24 м. Обособленность выделения этих слоев не получала всеобщего признания и они не вошли в Унифицированную схему (1965 г.). Поэтому списки фауны, определенной Т. И. Шлыковой и Д. Л. Степановым для каждого слоя, здесь не приводятся.

В нижней части (соответствующей ржевским слоям) каширские отложения в Пестовском районе сложены серыми и светло-серыми доломитизированными, частично глинистыми известняками, доломитами, а также розовыми и зеленоватыми карбонатными глинами и мергелями. Верхняя часть (соответствующая холохоленским слоям) представлена светло-серыми доломитизированными известняками, реже доломитами, с подчиненными прослойками светло-зеленых песчанистых глин. Во всей толще пород известняки микро- или неравнозернистые, переходящие в органогенно-обломочные, с мелкими окатанными обломками известняка и фауны.

В скважинах на Ошта-Тукшинском водоразделе в каширском известняке Р. А. Ганелиной определены (Кофман, 1955) *Pseudostaffella* ex gr. *topilini* (Putrja), *Fusiella* aff. *praecursor* Raus., *Schubertella obscura* var. *compacta* Raus., *Sch. magna* Lee et Chen., *Sch. aff. acuta* Raus., *Ozawainella sultanajevi* Grozd. et Leb.

В Андомо-Вытегорском районе В. П. Бархатовой (1941) была выделена в разрезе кайручейской свиты толща, сложенная массивными, частично конгломератовидными известняками, обычно сильно доломити-

зированными и окремненными. Наблюдается большое количество глинистого вещества, заполняющего пустоты, а также образующего линзовидные пропластки небольшой мощности (от нескольких миллиметров до десятков сантиметров). Известняк белый или желтоватый, глина зеленоватая или желтоватая. Мощность толщи от 6 до 18 м, чаще около 10 м. Эти породы хорошо параллелизуются с каширскими отложениями Ленинградской и Вологодской областей, а возраст их определяется фауной (Горянский, 1962 г.; Горянский, Кофман, 1966): *Schubertella acuta* var. *callosa* Raus., *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.), *Fusiella praecursor* Raus., *Profusulinella ovata* Raus., *Aljutovella* cf. *splendida* (Leont.), *Hemifusulina*(?) *splendida* var. *globosa* Saf., *Choristites radiculosus* A. et E. Ivan., *Ch. priscus* (Eichw.) и др.

Следует подчеркнуть, что наиболее характерным для каширских отложений Андомо-Вытегорского района является широкое распространение тонкоробранных хористит из группы *Ch. priscus*.

Верхняя граница каширского горизонта в Андомо-Вытегорском районе проводится в основании выдержанного слоя зеленоватой глины мощностью до 1 м.

Хемогенные, пелитоморфные, микрослоистые известняки, часто залегающие в основании каширского горизонта, по-видимому, образовались в водоемах лагунного типа. Их мощность до 5 м. Залегающие выше обломочные известняки характеризуются совершенной окатанностью известняковых обломков, нередко хорошей сортированностью материала, наличием грубой, иногда косой слоистости. Это свидетельствует о накоплении их в прибрежной или береговой зоне морского бассейна, где, кроме того, существовали многочисленные островки суши, служившие дополнительным источником сноса обломочного материала (Вишняков, 1954).

Подольский горизонт (*C₂pd*). Отложения подольского горизонта являются типично морскими мелководными осадками и в большинстве своем представлены известняками и доломитами. Эти отложения встречаются только на крайнем востоке территории, вблизи границы Вологодской области, но широко распространены в сопредельных областях, где их мощность достигает 45—55 м. В Ленинградской и Новгородской областях она, очевидно, не превышает 20 м.

В основании подольского горизонта обычно залегают слои розоватого, глинистого, мелкозернистого, тонкослоистого известняка и мергеля мощностью до 2 м. Этот слой может рассматриваться как маркирующий, так как имеет сравнительно широкое распространение.

Выше залегают известняки, доломитизированные известняки и доломиты, переслаивающиеся с глинами и мергелями.

Известняки преимущественно белые, светло-серые и зеленовато-серые, крепкие, плотные, органогенно-обломочные, с остатками фауны. Доломиты главным образом светлой желтоватой окраски, скрытокристаллические, с очень плохо сохранившимися остатками фауны. Это обстоятельство, а также находки небольших линз известняков среди доломитов указывают на то, что последние имеют диагенетическое происхождение.

Доломиты и сильно доломитизированные известняки встречаются в виде отдельных прослоев по всему разрезу. Они полностью слагают верхнюю часть разреза — тешемлянский горизонт по С. Г. Вишнякову.

Известковые глины и мергели, присутствующие в разрезе, слоистые или содержат очень тонкие прослои известняков и доломитов. Окраска их зеленая или зеленовато-фиолетовая, мощность не превышает 0,6 м, обычно 15—20 см.

При изучении разреза легко подметить в переслаивании органогенно-обломочных известняков или доломитов с глинами и мергелями определенную ритмичность. Каждый ритм начинается глиной с тонкими известняковыми прослоями, сменяющейся известняками (сначала менее, а затем более грубообломочными). Мощность ритмов немного более 1 м.

Остатки ископаемых обычно представлены многочисленными иглами и пластинками морских ежей, обломками раковин брахиопод, кораллов, члениками криноидей, фораминиферами и др.

С. Г. Вишняков (1951 г.), детально изучавший подольские отложения (преимущественно на западе Вологодской области), назвал их толщей органогенно-обломочных известняков и расчленил на три горизонта. Самый нижний из них, мощностью до 40 м, он оставил без наименования, а следующие два назвал верхневольским (мощностью до 10 м) и тешемлянским (мощностью до 7 м), по названиям мест, где они обнажаются. Последние два горизонта С. Г. Вишняков отнес к мячковской свите. Основанием для такого определения возраста пород ему послужили данные изучения фауны. А. В. Михайловым были определены фораминиферы: *Plectogyra bradyi* Mikh., *Bradyina* cf. *nautiliformis* Moell., *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.), *Ozawainella angulata* (Colani), *Fusulinella bocki* (Moell.), *Fusulinella cylindrica* Fisch. и др., указывающие, по его мнению, на верхнюю половину среднего карбона. Брахиоподы, определенные В. П. Бархатовой (из верхневольского горизонта по С. Г. Вишнякову, 1954 г.) — *Choristites priscus* (Eichw.), *Ch. priscus* var. *senilis* A. et Ivan., *Ch. ivanovi* Fred., *Ch. uralicus* (Leb.), *Ch. aff. mosquensis* Fisch., *Neospirifer tegulatus* (Trd.), *Dictyoclostus inflatiformis* Ivan., *Echinoconchus punctatus* (Mart.), *Neochonetes carboniferus* (Keys.), рассматриваются ею как характеризующие верхи подольского или низы мячковского горизонтов.

Аналогичные отложения в Юго-Восточном Прионежье были выделены В. П. Бархатовой (1941) в карельскую и сондольскую свиты. В дальнейшем изучение фауны и литологии показали (Горянский, 1962; Горянский, Кофман, 1966), что эти две свиты являются частями одного горизонта — подольского, мощностью около 40 м.

Подольский возраст пород подтверждается определениями фауны: *Fusiella typica* Lee et Chen., *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.), *Ps. khotunensis* Raus., *Profusulinella pseudolibrovitchi* Saf., *Fusulinella paracolaniae* Saf., *Hemifusulina bocki* Moeller, *H. polasnenis* Saf., *Fusulina samarica* Raus. et Bel., *F. elegans* Raus. et Bel., *Bradyina pseudonautiliformis* Reitl., *Climacammina grandis* Reitl., *Enteletes lamarkii* Fisch., *Meekella eximia* (Eichw.), *Orthotetes radiata* Fisch., *Dictyoclostus moelleri* (Stuck.), *D. inflatiformis* Ivan., *Marginifera timanica* Tsch., *Neospirifer tegulatus* (Trd.), *Choristites mosquensis* Fisch., *Conocardium uralicum* Vern., *Pernopecten aviculatum* Swall и др.

Имеющиеся палеонтологические данные показывают, что выделенная С. Г. Вишняковым подольско-мячковская толща органогенно-обломочных известняков должна быть в полном объеме отнесена к подольскому горизонту.

Характер подольских отложений указывает на образование их в очень мелководном морском бассейне. Небольшая глубина моря и в связи с этим постоянно меняющиеся условия осадконакопления явились причиной накопления различных карбонатных осадков, начиная с грубодетритусовых и кончая шламowymi известняками. Наличие известковых галек, иногда наблюдающаяся косая слоистость и трещины

усыхания свидетельствуют о том, что отдельные участки морского дна временами выходили на поверхность и подвергались разрушению. Существование в разрезе тонкозернистых глин с тонкой слоистостью также связано с периодическим обмелением моря и образованием защищенных участков бассейна.

Мячковский горизонт (C_2m). Присутствие мячковского горизонта на территории Ленинградской и Новгородской областей палеонтологическими данными не подтверждается. Не исключено, однако, что отложения этого горизонта могут быть встречены на отдельных участках, примыкающих к площади их распространения в западной части Вологодской области. Один из таких участков, расположенный восточнее пос. Пестово, изображен на геологической карте, прилагаемой к настоящему тому.

По данным В. Ю. Ауслендера (1964 г.), в разрезе мячковского горизонта в Устюженском районе Вологодской области преобладают органические известняки, чередующиеся с доломитизированными известняками и доломитами общей мощностью 25—30 м. Вместе с тем В. Ю. Ауслендер отмечает, что провести границу между подольским и мячковским горизонтами и подтвердить присутствие последнего, в условиях однообразной толщи карбонатных пород возможно только по палеонтологическим данным, которые в настоящее время отсутствуют.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

Татарский ярус

Уржумский горизонт, нижеустыинская свита ($P_2ни$)

Отложения пермской системы, широко развитые на севере и востоке Русской платформы, на рассматриваемой территории распространены лишь на небольшой площади в районе г. Пестово.

Впервые здесь они были установлены А. Дитмаром (1873). В 1932 г. во время производства геологосъемочных работ в районе среднего течения р. Мологи Т. Н. Спижарский (1935) описал единственное обнажение пермских пород, расположенное на р. Валдомица. В последующие годы пермские отложения района изучали Ф. Н. Романов (1950 г.) при проведении структурного бурения в Пестовском, Лесном и Сандовском районах Новгородской и Калининской областей и Л. И. Станкевич (1954 г.), обработавшая материалы бурения Пестовской опорной скважины.

Толща красноцветных пород, развитых в Пестовском, Устюженском и Череповецком районах (расположенных в непосредственной близости друг к другу), до недавнего времени считалась принадлежащей к уфимской свите. Такое представление базировалось главным образом на близком сходстве этих пород толщи с красноцветными песчано-глинистыми отложениями уфимского яруса, широко распространенными на севере Русской платформы. Так как уфимский ярус в западной области своего распространения совершенно не охарактеризован фаунистически, возраст красноцветных пород здесь определялся весьма условно.

Т. Н. Спижарский (1935), впервые высказавшийся за уфимский возраст пород, развитых в Пестовском районе, основывался на том, что на геологической карте В. Н. Рябинина (1933) выделена широкая полоса развития красноцветных пород перми, протягивающаяся восточнее района Пестово. К востоку от полосы развития уфимских отложе-

ний В. Н. Рябининым на той же карте выделены казанские отложения, подтвержденные фауной. Поэтому, следуя общему падению пород на юго-восток, пестроцветные песчано-глинистые отложения, распространенные к западу и юго-западу от полосы развития казанских отложений, естественно, были отнесены Т. Н. Спижарским к более древним, т. е. к уфимским.

В связи с заложением Вологодской опорной скважины в 1949 г. в Вологодском районе было произведено структурно-картировочное бурение по профилю г. Вологда — г. Пошехонье — г. Володарск под руководством Я. С. Никитина. Одновременно проводилось бурение скважин по профилю ст. Шексна — г. Вологда под руководством Ф. И. Суханова. Сопоставление разрезов по этим профилям привело Я. С. Никитина к предположению о возможной идентичности нижеустьинских слосов, развитых в Вологодском районе, с красноцветными породами, отнесенными к уфимским слоям в более западных районах. Однако в последующих работах Ф. Н. Романова (1950 г.), Л. И. Станкевич (1954 г.), Е. М. Люткевича (1955), Е. М. Люткевича и М. И. Пейсика (1957), А. Н. Александровой и Е. А. Петровой (1957) представления Т. Н. Спижарского об уфимском возрасте развитых в Пестовском районе красноцветных отложений не были изменены. Только после проведенных в период 1959—1963 гг. геологосъемочных работ на территории юго-западной части Вологодской области (Хавин, 1966) было установлено, что отложения, принимавшиеся ранее за уфимские, следует относить к татарскому ярусу верхней перми и сопоставлять их (как предполагал Я. С. Никитин) с образованиями нижеустьинской свиты уржумского горизонта. Обоснованием послужили региональные разрезы, составленные Е. И. Хавиным по скважинам от Кубенского озера на востоке до г. Пестово на западе (протяженностью 200 км), показавшие сплошное распространение пестроцветных песчано-глинистых пород, залегающих на фаунистически охарактеризованных казанских отложениях, а там, где последние отсутствуют, непосредственно на карбоне. Эти красноцветные отложения к северу и к востоку от г. Череповца покрываются мергелями и известняками фаунистически доказанной сухонской свиты. Приведенные данные позволяют с большим основанием считать красноцветы, развитые в районе г. Пестово, нижеустьинскими.

В пределах рассматриваемого региона известно только одно обнажение пермских пород, описанное Т. Н. Спижарским. Это обнажение расположено на р. Валдомице между совхозом «Вязка» и устьем этой реки. По обоим берегам в обрывах наблюдаются красные и кирпично-красные, плотные, слабопесчанистые и слабоизвестковистые, слегка слюдистые глины. Среди красной глины встречаются отдельные участки зеленоватой, более песчанистой и известковистой, глины. Мощность глин в обнажении по р. Валдомице у д. Авдеево достигает 4,0 м. Здесь же в обнажении наблюдается четкий контакт красных глин со среднекаменноугольными карбонатными породами.

Пермские красноцветные образования были разбурены в районе г. Пестово на полную мощность скважинами (Романов, 1950 г.). По данным бурения, наибольшая их мощность оказалась 11,7 м (к северу от г. Пестово), минимальная — 0,7 м. Столь незначительные мощности можно, по-видимому, объяснить как размывом в дочетвертичное время, так и тем, что район в пермское время был приподнят и условия для накопления более мощных осадков (на Пестовском выступе) были неблагоприятны.

Таким образом, по данным скважин и обнажений, пермские образования на описываемой территории представлены кирпично-красными и коричневыми плотными глинами, песчанистыми и алевритовыми, ме-

стами карбонатными, иногда с тонкими прослоями серых и желтых песков или неравномернозернистых песчаников. Основная масса глин сильно ожелезнена и включает в себе неравномерно распределенные кристаллы доломита. Глины в основном состоят из кварца с включением полевых шпатов и чешуек слюд. Встречаются единичные зерна черных рудных минералов и глауконита. Органических остатков в породах нижнеустюжской свиты не встречено.

Пермские отложения покрываются четвертичными образованиями и трансгрессивно залегают на доломитах каширского горизонта среднего карбона. Поэтому их нижняя граница резкая, неровная, обусловленная сменой сероцветных доломитов карбона пестроцветными песчано-глинистыми породами перми. За пределами рассматриваемой территории, в Устюженском и Череповецком районах, отмечено наличие в основании пестроцветной толщи пермских отложений базального конгломерата мощностью до 1,5 м. Он представлен окатанными или полуокатанными гальками и гравием, иногда обломками доломитовых пород в глинистом и песчаном цементе.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА¹

История изучения четвертичных отложений рассматриваемого региона имеет почти двухсотлетнюю давность и достаточно описана во вводной главе монографии. Здесь следует подробнее осветить лишь послереволюционный период изучения четвертичной толщи, когда началось ее планомерное и систематическое изучение. В этот период наметились также и основные разногласия по вопросам расчленения отложений позднего плейстоцена. Ряд исследователей (С. А. Яковлев, С. В. Яковлева, Н. И. Апухтин, И. М. Покровская и др.) выделили несколько оледенений в позднечетвертичное время. Другие же признавали лишь одно оледенение, а разновозрастные морены к северу от Валдайской гряды считали стадиальными (Н. Н. Соколов, А. А. Алейников, К. К. Марков, О. М. Знаменская и др.).

Крупнейшими работами этого периода являются исследования С. А. Яковлева на юге Карельского перешейка и в Приневской низменности, в результате которых было установлено существование здесь трех разновозрастных морен (1926), а также Б. Ф. Землякова (1933), наметившего границы ледникового надвига, с которым связана так называемая третья морена.

Н. В. Потуловой (1924) в разрезах на р. Мге установлены межледниковые слои, Н. Н. Соколовым (1936), И. М. Покровской (1936) описаны континентальные межледниковые отложения на р. Полонети, И. В. Даниловским (1931) — межморенные слои на р. Ловати и А. А. Алейниковым (1939) — погребенный торфяник под г. Великие Луки.

В связи с составлением Международной четвертичной карты Европы в 1933 г. проводились съемки на отдельных площадях описываемой территории (С. В. Яковлева, А. И. Яунпутний).

К. К. Марков (1931, 1934) занимался изучением рельефа и поверхностных поздне- и послеледниковых отложений северо-западной части

¹ Стратиграфия четвертичной системы в настоящем очерке принята по Унифицированной схеме, утвержденной МСК в 1964 г. Однако в Северо-Западном территориальном геологическом управлении существует и другая точка зрения на объемы и ранги стратиграфических подразделений четвертичных отложений Северо-Запада. Основное разногласие состоит в определении стратиграфического положения мгинской толщи. Большинство геологов (в том числе и редакторы данного тома) считают эту толщу аналогом микулинского горизонта. Автор очерка принимает для нее возраст более молодой, соответствующий молого-шексинскому. — *Прим. ред.*

Ленинградской области. Кроме того, им совместно с И. И. Красновым и А. П. Пуминовым проведены геохронологические наблюдения (1929), которые позволили установить дату и длительность отступления края последнего ледника с территории Приневской низменности.

Из работ финских геологов следует отметить геологическую съемку северной части Карельского перешейка, проводившуюся главным образом Х. Бергхелом (Berghell, 1892), а также исследования Айлио (Ailio, 1915), М. Саурамо (Saugamo, 1925), В. Рамсея (Ramsay, 1928), Э. Хюппя (Нуурра, 1937) и Г. Брандера (Brander, 1937).

По заданию Геологического комитета М. Э. Янишевским (1931), А. И. Мордвиновым (1931) проводилась геологическая съемка между г. Павловском и р. Волховом. С. А. Яковлевым (1932), И. В. Даниловским (1932), А. И. Яунпутинным (1934, 1936), С. В. Яковлевой (1937), Н. Н. Соколовым (1946) были намечены основные пояса краевых ледниковых образований на Северо-Западе Русской равнины. Материалы, собранные до 1950 г., были сведены С. А. Яковлевым на карте четвертичных отложений европейской части СССР (Яковлев, 1950).

Среднемасштабное картирование, начавшееся в конце тридцатых годов и в послевоенные годы, проводилось с широким применением структурно-картировочного бурения, геофизических методов исследований, аэровизуальных наблюдений и дешифрирования материалов аэрофотосъемки. Особенно большие масштабы геологосъемочные работы приняли в пятидесятых и шестидесятых годах. В этот период на севере Карельского перешейка проводят исследования Т. П. Вронко (1948 г.), Д. Ф. Агапьев (1948), Е. Н. Гошкевич (1949), а центральная и южная его части картируются Н. И. Алухтинным и З. А. Шостак (1959, 1960 гг.).

Южное побережье Финского залива в районе нижних течений рек Наровы, Луги и Систы, а также г. Сланцы исследовались А. И. Шмаенком и Э. Ю. Самметом (1960, 1962 гг.). В районе Копорье — Красное Село — Гатчина, побережья Финского залива, а также бассейна среднего и нижнего течения р. Волхова и Южного Прионежья четвертичные отложения изучались И. С. Недригайловой (В. А. Селиванова, И. С. Недригайлова и др., 1959, 1960, 1963 гг., И. С. Недригайлова и др., 1965 г.) и Н. Г. Курбатовой (В. А. Селиванова, Н. Г. Курбатова и др., 1966 г.). В эти же годы среднемасштабные съемки проводят Д. Б. Малаховский (В. С. Кофман, Д. Б. Малаховский и др., 1957, 1959, 1960 гг.), М. Е. Вигдорчик (1961, 1965 гг.), И. В. Котлукова (Е. И. Хавин, И. В. Котлукова, 1958 г.; Е. Д. Остромецкая, И. В. Котлукова, 1960 г.), В. А. Соловьева и З. А. Шостак (1965 г.), Е. М. Козлова (1956 г.), Н. М. Павлова (1956 г.), З. К. Гутникова (1957, 1958 гг.), З. Б. Костоломова (1957 г.), М. А. Солунина (1957, 1960 гг.), А. И. Зеленой (1962 г.), Г. Б. Лодин (1962 г.), В. Л. Крупко (1962 г.) на территории Псковской, Новгородской и Ленинградской областей.

В результате проведенных работ были уточнены границы распространения различных генетических типов четвертичных отложений, залегающих на поверхности, выявлены глубокие погребенные долины, в которых сохранились наиболее полные стратиграфические разрезы четвертичных отложений.

Много новых материалов дали инженерно-геологические исследования. Детальные работы в Гатчинском, Ломоносовском, Тосненском, Волховском, Всеволожском, Приозерском и Выборгском районах проводили З. М. Мокриенко (1957, 1961 и 1962 гг.), Л. Ф. Соколова (1958—1960 гг., 1964, 1966, 1968 гг.), В. А. Соловьева (П. Ф. Семенов, В. А. Соловьева, 1960 г.), Г. В. Григорьев (1960—1963 гг.), Т. В. Усикова (С. Р. Шевченко, Т. В. Усикова и др., 1962, 1967 гг., Т. В. Усикова, 1964).

При обработке полевых материалов средне- и крупномасштабных съемок был использован весь комплекс современных методов для уточнения возраста и генезиса четвертичных отложений, включая и определение абсолютного возраста. Огромная работа была проделана палеоботаниками Северо-Западного геологического управления, Ленинградского государственного университета и других организаций по определению диатомовых, пыльцы и спор. Из числа этих исследователей следует отметить Е. Н. Аванову, Н. Д. Агапову, Д. А. Агранову, С. Ф. Бам, Е. М. Вишневскую, М. А. Гутман, С. С. Горшкову, Р. Н. Джиноридзе, Г. И. Клейменову, Е. С. Малясову, Е. А. Спиридонову, М. А. Травину и Е. А. Черемисинову. Карпологические исследования проводились Н. П. Казариновой, а определения малакофауны — М. А. Лавровой и В. Г. Легковой.

Исследования последнего десятилетия дали много нового о глубинном строении четвертичного покрова рассматриваемого региона. Полученный материал настолько велик и интересен, что еще потребуются годы для его полного научного освоения. Новые данные коренным образом изменили представление о стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР. Этот регион, считавшийся ранее классическим стратотипом лишь для позднечетвертичного времени, оказался ключевым и для понимания всей геологической истории четвертичного периода от неоген-раннечетвертичного времени до голоцена включительно.

Весь материал исследований последних лет был обобщен группой геологов Ленинградской комплексной геологической экспедиции СЗТГУ под руководством Д. Б. Малаховского и М. Е. Вигдорчик и др. (1966 г.) для территории Ленинградской, Псковской и Новгородской областей и другой группой геологов под руководством Н. И. Алухтина (1967) для всего района исследований Северо-Западного геологического управления.

Несмотря на то что авторы этих работ придерживались различных стратиграфических схем, фактический материал значительно сблизил исторически сложившиеся разногласия по стратиграфии верхнего плейстоцена.

Было выяснено, что интерстадиалы валдайского надгоризонта имеют различные таксономические ранги. Это позволило осадки некоторых из них признать лишь межосцилляторными слоями, как, например, березайские, имеющие узколокальное распространение и не содержащие достаточно теплолюбивых остатков флоры. И наоборот, осадки соминского интерстадиала, широко распространенные по всему Северо-Западу и характеризующиеся теплолюбивой фауной и флорой, считать межледниковыми. Пока остается неясным, следует ли признать плюсский межстадиал третьим верхнеплейстоценовым (малым) межледниковьем. Но это не имеет для стратиграфии сколько-нибудь существенного значения.

До последнего времени стратиграфическое положение мгинских межледниковых слоев было темой острых дискуссий. В настоящее время установлена абсолютная геохронология времени накопления этих отложений — $47\,400 \pm 1400$ лет по раковинам и $35\,500 \pm 1000$ лет по гумусу (Старик, Арсланов, Малаховский, 1964). Эта датировка отвечает не миккулинскому времени, а времени формирования отложений второго верхнеплейстоценового межледниковья, имеющего датировку от 48 000 до 33 000 лет тому назад по раковинам и древесине (Korpela, 1969; Л. Р. Пуннинг, 1969 г.; Краснов и др., 1969).

Н. И. Алухтин при рассмотрении стратиграфической значимости межморенных отложений относит к межледниковым образованиям осад-

ки, содержащие остатки теплолюбивой фауны или флоры, которые указывают на климатические условия не холоднее современных.

Анализ фактического материала (табл. 13) показал почти полное тождество двух разных стратиграфических схем и их полное соответствие с унифицированной схемой европейской части СССР.

Настоящая глава составлена в соответствии с унифицированной схемой и принятыми в ней индексами для региональных горизонтов на карте.

Неоген-нижнечетвертичные отложения

В последние годы благодаря применению глубокого бурения при геологическом картировании были получены первые сведения о строении нижних частей разреза четвертичных отложений в пределах рассматриваемой территории. Наиболее интересные данные оказались на юге Онежско-Ладожского перешейка, где выявлены глубокие погребенные долины. Генезис погребенных долин пока изучен недостаточно, но, по-видимому, большинство из них возникло под действием эрозии по ослабленным тектоническим зонам. В таких древних долинах, ориентированных перпендикулярно направлению движения льдов материковых оледенений, сохранились наиболее полные разрезы, освещающие историю геологического развития данной территории с конца неогена до голоцена включительно.

Особенно важен в этом отношении разрез, вскрытый скв. 23 на р. Тукше, притоке р. Ояты¹. М. Е. Вигдорчик и А. М. Оганесова (1967 г.) установили здесь под 30-метровой толщей верхнеплейстоценовых надморенных отложений пять слоев разновозрастных морен (разделенных межморенными водными осадками) и древние доледниковые слои.

Исключительное стратиграфическое значение этого разреза заключается в том, что палеонтологическая характеристика мощных межморенных слоев с учетом их залегания позволяет датировать как моренные, так и разделяющие их водные осадки.

Подморенные слои, лежащие на глубине от 116,5 до 149,9 м ниже пятого сверху горизонта морены, представлены толщей переслаивания тонкозернистых пылеватых слюдястых песков, супесей, суглинков, карбонатизированных глин с отчетливо выраженной слоистостью, напоминающей ленточную. Мощность этой толщи 33,4 м.

В табл. 14 дается послышное описание этих наиболее древних отложений (по М. Е. Вигдорчику, с датировкой по Н. И. Апухтину).

Палинологические исследования нижней песчаной толщи (глубина 116,5—149,9 м) показали, что пыльцы древесных пород в ней содержится до 70—80%, пыльцы трав до 20—30% и спор до 30%. Господствует пыльца берез (20—40%). Пыльцы хвойных пород много, и в некоторых образцах она преобладает над пылью березы. Ель представлена главным образом пылью *Picea sectio Eupicea*, но отмечается и пыльца *Picea sectio Omorica* до 2%. Пыльца сосны трех видов: *Pinus silvestris* L. (преобладает), *Pinus sectio Cembra* и *Pinus sectio Strobis*. По всей толще наблюдается единично пыльца *Abies alba* Mill. Среди пыльцы широколиственных пород, достигающей 7%, отмечены три вида липы: *Tilia cordata* Mill., *Tilia platyphyllos* Scop. и *Tilia tomentosa* Moench.

Среди пыльцы трав преобладает пыльца мезо- и гидрофильного разнотравья Gramineae и Cyperaceae. В небольшом количестве обнару-

¹ Номера всех скважин сохранены по авторам соответствующих работ.

жена пыльца водных растений родов *Nymphaea* и *Nuphar*. Среди спор преобладают *Bryales* и *Polypodiaceae*. Споры *Osmunda cinnamomea* L., *O. claytoniana*, *Ophyoglossum vulgatum*, *Bothrychium lunaria* (L.) Sw. отмечаются редко. Отложения в целом содержат много органического вещества и углистых частиц.

В глинистых осадках верхней части толщи также господствует пыльца древесных пород, при возрастании роли спор и пыльцы трав. Реликтовые элементы — *Pinus sectio Strobis*, *Pinus sectio Cembra*, *Picea sectio Omorica* в этой части разреза приурочены к интервалам, в которых превалирует пыльца хвойных пород. К этим же интервалам относятся находки двух видов пихты — *Abies alba* Mill. и *A. cf. firma*. Количество пыльцы широколиственных пород здесь уменьшается до 3—5%.

Среди пыльцы травянистых растений обнаружена пыльца *Trapa natans* L. и среди споровых растений *Osmunda cinnamomea* L. и *Bothrychium lunaria* (L.) Sw.

Изучение диатомовых показало присутствие в отложениях, залегающих на глубине 116,5—149,9 м, 63 видов пресноводных диатомовых. Морские виды — *Melosira sulcata* var. *biseriata* Grun. и неопределимые обломки морских *Centrales* были отмечены с оценкой «единично». Наибольшее количество диатомовых обнаружено на глубине 118—128 м. Здесь в большом количестве встречены *Melosira ambigua* (Grun.) O. Müll., *M. granulata* (Ehr.) Rhalfs, *Meridion circulare* Ag. и *Cocconeis pediculus* Ehr.

Этот разрез имеет большое значение для понимания стратиграфии четвертичных отложений и является пока единственным на всем Северо-Западе европейской части СССР, где последовательность напластования осадков прослеживается без перерыва от верхов неогена до верхнего плейстоцена.

Подморенные отложения, относимые к неоген-древнечетвертичному времени, залегают под пятью моренами самостоятельных оледенений — от окского до осташковского включительно, разделенных палеонтологически охарактеризованными мощными межледниковыми толщами. Важно отметить, что осташковский (вепсовский) возраст верхней морены не вызывает дискуссий, так как скважина расположена в пределах зоны вепсовского краевого комплекса.

Таким образом, приведенный выше палинологический материал и положение слоев в описываемом разрезе позволяют достаточно уверенно датировать их возраст. Верхняя песчаная часть толщи приведенного разреза (с глубины 1165—121,2 м) М. Е. Вигдорчиком (1965 г.) связывается уже с талыми ледниковыми водами наступавшего окского ледника, что по мнению Н. И. Апухтина, не является достаточно обоснованным.

Нижнечетвертичные отложения

Окский горизонт

Морена окского оледенения устанавливается пока только в том же разрезе скв. 23 на р. Тукше, где она непосредственно залегает на неоген-нижнечетвертичных отложениях. Морена перекрыта отложениями лихвинского межледниковья, палинологически охарактеризованными.

Морена, супесчаная, темно-серая, залегает на глубине от 111,2 до 116,5 м и является пятым сверху горизонтом ледниковых отложений. Валуну и галька, содержащиеся в ней до 25%, представлены исключительно кристаллическими породами — диабазами, кварцитами и гранитами. Для морены характерна неотсортированность мелкозема, типич-

Единая стратиграфическая шкала		Унифицированная региональная схема Европейской части СССР		Корреляционная региональная стратиграфическая схема			
Система	Освоение подразделения	Надгоризонты и горизонты		Регион развития межледниковых и послеледниковых морских трансгрессий		Регион преимущественного развития континентальных межледниковых и послеледниковых бассейнов	
		тичная	столцен (QIII)	тичные отложения	дайский надгоризонт	Осташковский (III ₄)	шховский ледниковый (?) комплекс
Слои I Иольдиевого моря (аллеред)							
Голоцен	Современные отложения	Современный IV	Бассейн Балтийского моря	Бассейн Балтийского моря	Слои I Балтийского ледникового озера	Верхнекарельские слои (осцилляторные)	Древнебалтийские слои
							Литориновые слои
							Анциловые слои
							Слои Иольдия II
							Слои Иольдия II
							Сальпауселья II
							Сальпауселья II
							Слои II Балтийского ледникового озера
							Слои I Иольдиевого моря (аллеред)
							Слои I Балтийского ледникового озера
							Слои невской стадии
							Межосцилляторные слои
							Слои лужской максимальной стадии
							Межосцилляторные слои
							Плюсский межстадиальный подкомплекс
							Онегозерские межледниковые слои
							Лужский стадиальный подкомплекс
							Слои Иольдия II
							Слои Иольдия II
							Сальпауселья II
							Сальпауселья II
							Слои II Балтийского ледникового озера
							Слои I Иольдиевого моря (аллеред)
							Слои I Балтийского ледникового озера
							Слои невской стадии
							Межосцилляторные слои
							Слои лужской максимальной стадии
							Межосцилляторные слои
							Плюсский межстадиальный подкомплекс
							Онегозерские межледниковые слои

Неогеновая

Четвер

Верхний плиоцен	Плей		Верхний	Вал	Оста	Верх	Вепсовско-крестецкий стадияльный подкомплекс
	Нижний (Q ₁)	Средний (Q _{II})					
	Нижне-четвертные отложения	Среднечетвертичные отложения	Верхнечетвер	Молого-шекснинский (III ₃)	Молого-шекснинские межледниковые слои	Средне-валдайские слои	Соминские межстадиальные слои
				Калининский (III ₂)	Калининский комплекс	Нижневалдайский ледниковый стадияльный комплекс	Едровские осцилляторные слои
							Березайские межосцилляторные слои
							Бологовские слои
			Микулинский (III ₁)	Микулинские межледниковые слои	Микулинские межледниковые слои	Микулинские межледниковые слои	
			Среднеурусский надгоризонт	Московский (II ₄)	Московский ледниковый комплекс	Московский ледниковый комплекс	Московский ледниковый комплекс
		Одинцовский (II ₃)		Одинцовские межледниковые слои	Одинцовские межледниковые слои	Одинцовские межледниковые слои	
		Днепровский (II ₂)		Днепровский ледниковый комплекс	Днепровский ледниковый комплекс	Днепровский ледниковый комплекс	
		Лихвинский (I ₁)		Лихвинские межледниковые слои	Лихвинские межледниковые слои	Лихвинские межледниковые слои	
	Окский (I ₂)			Окский ледниковый комплекс	Окский ледниковый комплекс	Окский ледниковый комплекс	
				Верхний плиоцен-неоген-нижнечетвертичные отложения			

Таблица 14

Возраст	Глубина залегания, м	Описание отложений	Мощность, м
N — а	116,5—121,2	Песок тонко- и мелкозернистый, участками пылеватый, слабослюдистый, полимиктовый, с единичными зернами средне- и крупнозернистого песка, гравия и единичной гальки диабазы и гранита. В нижней части слоя содержание галек в песке достигает 1—3%	4,7
	121,2—121,5	Супесь тонкая, очень плотная, слабослюдистая, слабоизвестковистая, местами ленточного типа, серая с коричневатым оттенком	0,30
	121,5—123,0	Глина ленточного типа, слюдяная, слабоизвестковистая, плотная, розовато-серая с коричневатым оттенком. На плоскостях напластования наблюдается сильная слюдяность и местами 1—2 мм прослой тонкозернистого слюдистого серого песка	1,50
	123,0—126,5	Супесь тонкая, слюдяная, слабоизвестковистая, коричневатая-серая, местами ленточного типа, с единичными зернами грубозернистого песка	3,50
	126,5—129,6	Песок тонко- и мелкозернистый, слабослюдистый, полимиктовый, коричневатая-серый, местами пылеватый. Встречаются единичные гальки диабазы и гранита	3,10
	129,6—131,5	Супесь тонкая, слабослюдистая, слабоизвестковистая, местами переходящая в сильноглинистый, слабослюдистый песок, коричневатая-серая, с редкими гальками гранита и кварцита размером до 7 см	1,90
	131,5—132,3	Глина плотная, ленточного типа, темнокоричневая	0,80
	132,3—133,6	Суглинок плотный, ленточного типа, слабоизвестковистый	1,30
	133,6—134,0	Песок тонкозернистый, слабослюдистый, пылеватый, полимиктовый, желтовато-серый	0,40
	134,0—135,0	Супесь тонкая, слабослюдистая, пористая, слабоизвестковистая, желтовато-серая	1,00
	135,0—135,45	Глина плотная, слабоизвестковистая, ленточного типа. Цвет коричневатая-темно-серый, местами коричневый	0,45
	115,45—139,50	Песок тонко- и мелкозернистый, глинистый, полимиктовый, желтовато-серый	4,05
	139,50—140,0	Супесь с редким гравием	0,50
	140,0—141,5	Супесь слабоизвестковистая, желтовато-серая, местами переходящая в тонкозернистый глинистый песок	1,50
	141,5—141,8	Глина плотная, слабослюдистая, слабоизвестковистая, ленточного типа, коричневая	0,30
	141,8—142,0	Супесь тонкая, слабоизвестковистая, ленточного типа, коричневатая-серая	0,20
142,0—149,9	Песок тонкозернистый, пылеватый, полимиктовый, серый	7,90	

ная для ледниковых отложений, и плохая окатанность крупнообломочного материала. В породе, минеральный состав которой сходен с подстилающими неоген-нижнечетвертичными отложениями, обнаруживаются переотложенные диатомовые (М. Е. Вигдорчик, 1965 г.).

Условно к окскому оледенению относится нижняя из шести морен в центральной части Карельского перешейка, вскрытая в районе оз. Суоярви (скв. 2231) на глубине от 110 до 112 м; абсолютная отметка ее кровли 18—20 м.

Ограниченное распространение морены окского оледенения объясняется, по-видимому, ее денудацией. Однако нижние горизонты четвертичной толщи в пределах рассматриваемой территории, изучены еще слабо. В сопредельных районах Карелии и в центральной части Вологодской области окская морена обнаружена в разрезах многих буровых скважин (И. М. Экман, 1968 г.; Л. Ф. Соколова, 1968 г.).

Среднечетвертичные отложения

Лихвинский горизонт

Лихвинские межледниковые отложения выявлены на территории рассматриваемых областей в ограниченном количестве пунктов: на юге Онежско-Ладожского перешейка, в районе г. Великие Луки, а также в центральной части Карельского перешейка, где эти отложения выделены условно.

К лихвинскому времени относятся глины, суглинки, супеси и пески, вскрытые буровыми скважинами на юге Онежско-Ладожского перешейка, в районе р. Свири в окрестностях г. Подпорожья и на р. Тукше, притоке р. Ояты. Наиболее достоверно лихвинский возраст отложений устанавливается в разрезе, вскрытом скв. 23 на р. Тукше. Лихвинские слои здесь залегают между окской и днепровской моренами на глубине от 101,4 до 111,2 м при абсолютной отметке кровли +1,4 м, подошвы —8,8 м. Они слагаются глинами и супесями с отчетливой слоистостью ленточного типа мощностью 9,8 м.

По данным палинологических анализов, древесная пыльца составляет в них 45—65% от общего состава, пыльца трав 1—30%.

Лихвинский возраст осадков не вызывает сомнений. В супесчаных и глинистых слоях в этом интервале пыльца сосны достигает 30—55%, пыльца ели от 10 до 36%, березы до 7—30% и ольхи до 5—20%. Пыльца широколиственных пород обнаружена по всему разрезу в количестве до 1,5%, орешника до 8—10%, пыльца *Picea sectio Omorica*, *Pinus sectio Cembra*, *Pinus sectio Strobilus* — от 0,5 до 4%. Отмечена также пыльца *Abies alba* Mill. и *Abies cf. firma*. Среди пыльцы трав преобладают злаки (25—40%). Из водных растений определены два вида — *Nymphaea* и *Typha latifolia* L.

Среди споровых преобладают споры сфагновых мхов и папоротников. Отмечены также два вида *Osmunda* — *O. cinnamomea* и *O. Claytoniana*, два вида *Botrychium* — *B. lunaria* и *B. boreale*, а также *Selaginella* sp. и одна спора *Azolla filiculoides* Z am.

Диатомовая флора очень бедна по составу и количеству форм. Преобладают пресноводные виды. Морские диатомеи — *Melosira sulcata* var. *biseriata* Grun. и неопределимые обломки из порядка *Centrales* отмечаются единично.

Нижняя часть толщи (глубина 107—111,2 м) характеризуется несколько более холодными спектрами, что вполне естественно для начала межледниковья; возможно, это связано еще с влиянием отступавшего окского ледника.

К лихвинскому межледниковью относятся также лежащие на породах девона буровато-коричневые слюдястые глины в районе г. Подпорожья, вскрытые на глубине от 60,9 до 97,4 м (скв. 16) и от 51,7 до 58,8 м (скв. 5), на абсолютных отметках от 2 до —34,5 м и от —22,4 до —29,5 м (Соколова, 1961 г.). Вверх по разрезу глины постепенно переходят в слюдястые кварц-полевошпатовые пески с прослоями суглинка и редкими включениями гальки и зерен крупного гравия. Эти песчано-глинистые отложения являются четвертым сверху горизонтом водного происхождения.

Палинологические исследования этих отложений показали, что во время их накопления произрастала преимущественно древесная растительность, более теплолюбивая, чем современная. Из видов, встречающихся здесь в настоящее время, отмечены *Picea excelsa* L., *Pinus silvestris* L., *Betula pubescens* Ehrh., *B. verrucosa* Ehrh. и др.; из вымерших видов — *Carpinus* sp., *Pinus* подрода *Haploxyton*, *Picea sectio*

Omorica, *Osmunda cinnamomea* L., *O. regalis* L. По всему разрезу присутствует пыльца широколиственных пород, количество которой меняется от 0,6 до 8%. Липа представлена пыльцой трех видов: *Tilia cordata* Mill., *Tilia platyphyllos* S с о р. и одного неизученного.

К лихвинскому межледниковью относятся также подморенные слои, вскрытые скв. 9 у д. Болотино юго-западнее г. Великие Луки (Гречко, Малаховский, 1964 г.). Стратиграфическое положение толщи здесь менее четко, чем на юге Онежско-Ладожского перешейка. Она залегает на девонских породах и покрывается осташковской мореной. Принадлежность осадков к лихвинскому времени устанавливается только по палинологическим данным. Осадки, мощностью 27 м, представлены песчанистыми карбонатизированными глинами с неясной горизонтальной слоистостью. В породе местами отмечаются прослой тонкозернистого песка с незначительным содержанием хорошо окатанной гальки кварца. В основании толщи скважина встретила валун кварцита.

В этих отложениях была обнаружена пыльца экзотов, типичных для лихвинского межледниковья — *Pinus sectio Strobis*, *Picea sectio Omorica*, *Tsuga*, *Ilex*, *Botrychium* sp. и *Osmunda*. В спектре выделяется шесть растительных зон от L₁ до L₆, установленных В. П. Гричуком для лихвинского межледниковья, что также служит обоснованием для их датировки.

Днепровский горизонт

На территории рассматриваемого региона условия залегания днепровской морены далеко не одинаковы. Наиболее четко ее стратиграфическое положение устанавливается на юге Онежско-Ладожского перешейка, на р. Тукше в скв. 23, а также в его центральной части на территории Карелии. Днепровская морена здесь хорошо выдержана по простиранию и вскрыта многими скважинами.

На Онежско-Ладожском перешейке эта морена залегает на значительной глубине, подстилается лихвинскими межледниковыми слоями и перекрывается мощной толщей переслаивания ледниковых и водных осадков. В среднем течении р. Свири, на р. Тукше днепровская морена также залегает на лихвинских слоях и перекрывается осадками одиновского межледниковья.

На р. Тукше морена серая, супесчаная, лежит на глубине от 97,4 до 101,4 м. Крупнообломочный материал в ней составляет не более 5—7% и принадлежит исключительно кристаллическим породам — диабазам и различным породам кислого состава, преимущественно гранитоидам и кварцитам. В морене обнаружена линза ленточных глин мощностью 0,8 м.

По р. Свири, в районе г. Подпорожья, днепровская морена встречена многими скважинами на абсолютных отметках от —2 до 60 м (кровля) и от —15 до 58 м (подошва) на глубине от 24,5 до 80 м. Здесь это плотные песчанистые глины и суглинки темно-серого и бурого цвета, содержащие валуны как девонских осадочных, так и докембрийских кристаллических пород. В морене встречаются линзы подстилающих морену девонских красноцветных песков.

Днепровские ледниковые отложения выделены в ряде разрезов на Карельском перешейке, а также в Приневской низменности. Однако в связи со сложностью геологического строения этого района датировка их не всегда достаточно обоснована. Наиболее определенное положение на юге Карельского перешейка, где они сохранились в глубоких впадинах рельефа дочетвертичных пород. В районе поселков Бутры и Мистолово на абсолютных высотах от —2 до —12 м (С. Р. Шевченко,

Т. В. Усыкова, 1967 г.) вскрыта морена суглинистая или глинистая, серовато-бурая, с зеленоватым оттенком мощностью от 0,25 до 22,2 м. В составе крупнообломочного материала отмечаются как кристаллические породы докембрия, так и палеозойские плотные глины и песчаники.

Здесь морена является нижним ледниковым горизонтом и перекрыта отложениями с палинологической характеристикой, свойственной одинцовскому межледниковью.

Одинцовский горизонт

Осадки, относимые к одинцовскому времени, так же как и нижнечетвертичные отложения, сохранились на территории Северо-Запада Русской равнины, в основном лишь в наиболее глубоких впадинах рельефа дочетвертичных пород, ориентированных преимущественно вкост направлению движения материковых льдов. Эти отложения, как правило, залегают на больших глубинах и перекрываются несколькими разновозрастными моренами и межморенными водными осадками.

Одинцовские образования установлены в Ленинградской области в пределах Приневской низменности, в бассейне р. Свири, на Карельском перешейке и в Новгородской области — в районе пос. Угловки. Ближе всего к дневной поверхности они находятся в районе г. Подпорожья, где местами обнажаются по притокам р. Свири.

Наиболее определенно положение одинцовских отложений в разрезе скв. 23 на р. Тукше, где они залегают на морене, покрывающей лихвинские осадки, и подстилают морену московского ледника. Глубина залегания одинцовской толщи от 92,5 до 97,4 м, абсолютные отметки от 10,3 до 5,4 м. Толща слагается слоистыми, плотными темно-коричневыми глинами с тонкими прослоями и линзами до 3 см тонкозернистого слюдистого песка. Вверх по разрезу порода становится более слюдистой и известковистой. В средней части толщи отмечен прослой в 0,2 м, сложенный окатанными обломками кристаллических пород.

В нижней части толщи господствует пыльца древесных пород, а в верхней — споры (М. Е. Вигдорчик и др., 1965 г.). Среди древесной пыльцы в низах толщи преобладает пыльца древовидных берез, составляющая 40—45%, в средней части — пыльца хвойных — сосны до 35% и ели до 25—35%. В верхах толщи доминирует пыльца древовидных и кустарниковых берез, количество которой достигает 70%. По всему разрезу отмечается пыльца ольхи примерно в равных количествах — 10—25% и пыльца широколиственных пород (граб, дуб и вяз) до 1—15%, а также пыльца орешника — от 2 до 12%. Пыльца *Picea sectio Omorica*, *Pinus sectio Strobus*, *P. sectio Cembra*, *Abies alba Mill.* и *A. cf. firma* встречается единично. На глубине 96,5 м обнаружено два пыльцевых зерна *Tsuga* хорошей сохранности. Споры принадлежат в основном зеленому мхам, но постоянно встречаются споры *Osmunda cinnamomea* и *O. Claytoniana*. Среди пыльцы трав попеременно господствует пыльца злаков и осок и лишь в верхней части слоя увеличивается количество пыльцы полыней.

В непосредственной близости от описанного разреза одинцовские слои выделены еще в семи разрезах скважин района г. Подпорожья, а по р. Свири они местами выходят на дневную поверхность. Они представлены здесь тонкослоистыми глинами, суглинками и супесями и в некоторых случаях мелкозернистыми песками темно-серого и серовато-коричневого цвета. Местами в них наблюдаются обугленные растительные остатки и точечные включения вивианита. К одинцовскому времени межледниковые слои отнесены главным образом по условиям их залегания, как лежащие под микулинскими отложениями и мореной

московского оледенения. Эти осадки не содержат пыли экзотов, типичных для одинцовского и более древних межледниковий, но пыльцевые спектры их свидетельствуют о климатических условиях межледникового характера (рис. 38).

Следует отметить, что в скважине на р. Тукше М. Е. Вигдорчик и Е. А. Спиридонова отмечают необычность палинологических спектров толщи, залегающей на глубине от 92,5 до 97,4 м, выражающуюся в со-

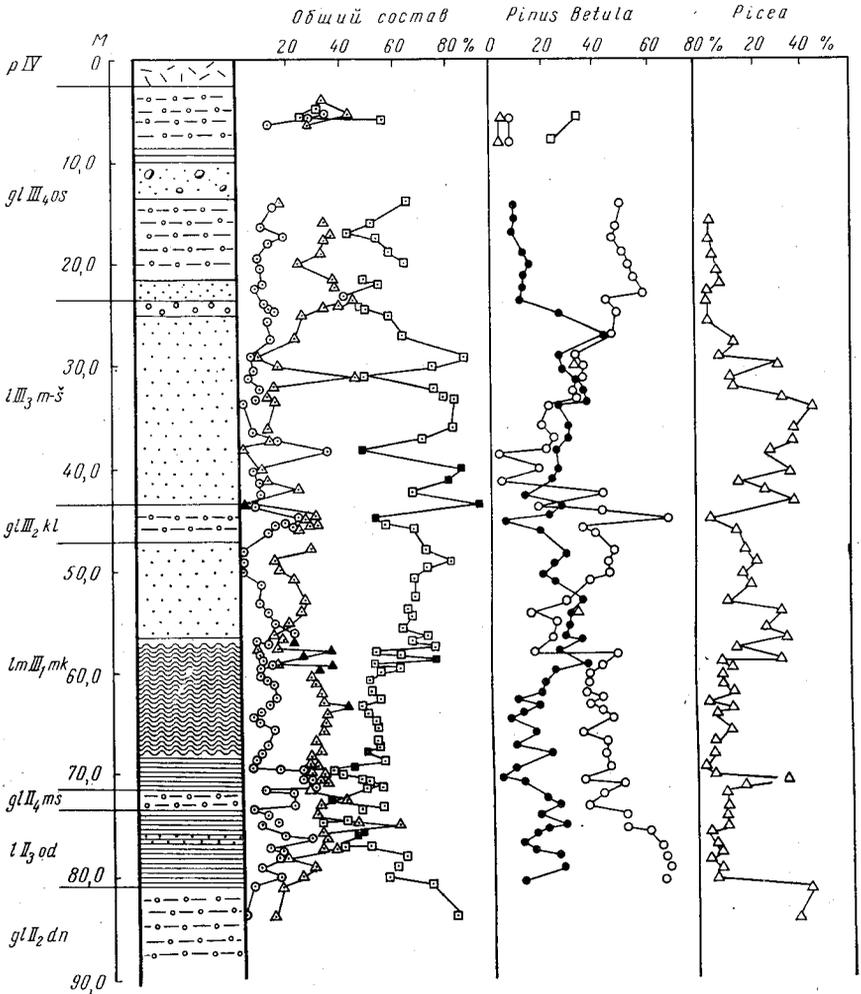


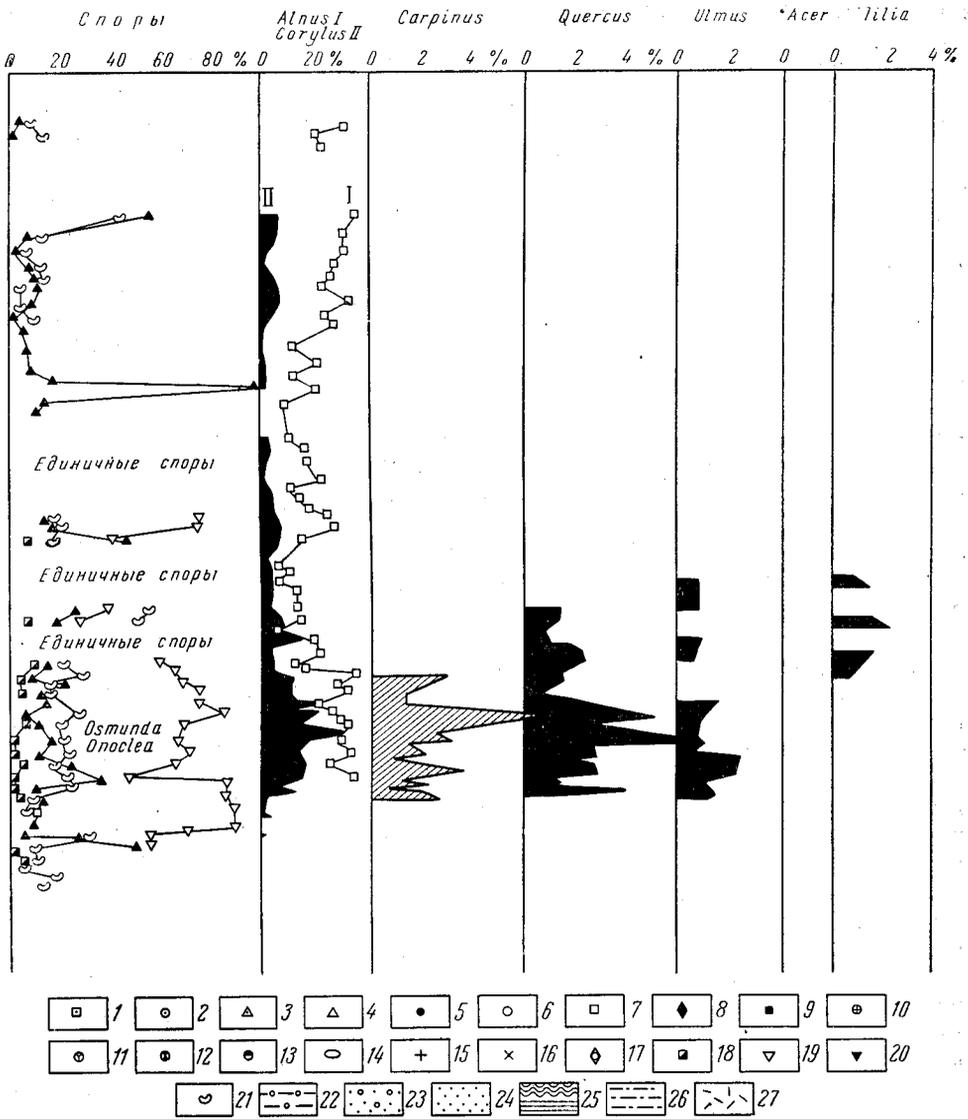
Рис. 38. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых скв. 10 в районе коловой, датировка Н.

Общий состав: 1 — пыльца древесных пород, 2 — пыльца трав и кустарников, 3 — споры, *Ainus* (ольха); 8 — *Corylus* (орешник); 9 — широколиственных пород; 10 — *Salix* (ива); (осоковые), 15 — *Artemisia* (полынь); 16 — *Chenopodiaceae* (маревые); 17 — водные растения, мхи); 21 — *Ficales* (папоротники); 22 — суглинки и глины валунные; 23 — пески с гравием

четании господства пыли древесных пород, теплолюбивых плиоценовых реликтов с пылью полыней и до некоторой степени маревых, что, по их мнению, является экологически несовместимым. На этом основании они не считают возможным описываемые глины относить к межледниковым образованиям и выделяют их в качестве нового интерстадиала внутри днепровского ледникового. Между тем, такие соче-

тания не являются редкостью в осадках, которые всеми палинологами рассматриваются как межледниковые.

Присутствие одинцовских межледниковых слоев на Карельском перешейке в настоящее время признается всеми исследователями. Од-



г. Подпорожья (р. Свирь). Анализы Е. А. Спиридоновой, материалы Л. Ф. Со-И. Апухтина (1969 г.)

пыльца древесных пород: 4 — *Picea* (ель); 5 — *Pinus* (сосна); 6 — *Betula* (береза); 7 — 11 — *Ericaceae* (вересковые); 12 — разнотравье; 13 — *Gramineae* (злаковые); 14 — *Cyperaceae* 18 — *Lycoperidaceae* (плауновые); 19 — *Bryales* (зеленые мхи); 20 — *Sphagnales* (сфагновые и галькой; 24 — пески; 25 — суглинки и глины, глины ленточные; 26 — супеси; 27 — торф

нако их положение в отдельных разрезах скважин понимается не одинаково.

Отложения, относимые Н. И. Апухтиным к одинцовскому времени, описаны Т. В. Усиковой и Е. С. Малясовой (1965) в южной части Карельского перешейка и в Приневской низменности. Эти осадки выполняют здесь наиболее глубокие впадины рельефа дочетвертичных пород,

залегая на нижней морене или непосредственно на коренных породах. Они представлены разнозернистыми кварц-полевошпатовыми песками, с гравием, галькой и иногда с валунами, а также глинами, суглинками, реже супесями и пылеватыми песками. Местами обнаруживаются и тонкозернистые пески. Глинистые отложения окрашены в зеленовато-серые тона. Переход глинистых осадков в песчаные постепенный. В районе поселков Мистолово и Бугры кровля толщи лежит на отметках около 5 м, в районе Ленинграда снижается до —68 м. Максимальная мощность слоев (42 м) установлена в разрезе скв. 56 на Васильевском острове.

По данным Е. С. Малясовой, осадки характеризуются спектрами лесного типа. Среди древесной пыли господствует пыльца березы (до 60%); пыльца ели колеблется в пределах от 5 до 20%, сосны от 15 до 50%, ольхи от 10 до 20%. По всему разрезу присутствует пыльца экзотических элементов флоры: *Pinus* подрода *Haploxylon*, *P. cf. Strobus* и *Picea sectio Omorica*. Отмечаются единичные пыльцевые зерна эфедры. Пыльца трав представлена пылью разнотравья, полыней и маревых; обнаружена пыльца водных растений семейств *Tiphaeaceae* и *Alismateaceae*. Отмечены споры сфагновых и зеленых мхов, папоротников и плаунов, в том числе *Botrychium* и *Selaginella*. Встречены споры вымершего в настоящее время в этих местах папоротника *Osmunda*.

Положение в геологическом разрезе и характер пыльцевых спектров позволяют относить эти осадки к одинцовскому межледниковью.

Аналогичную палинологическую характеристику и положение в геологическом разрезе имеет толща переслаивания глин, супесей и песков в центральной части Карельского перешейка, вскрытая скв. 220 в районе пос. Первомайское. Осадки залегают здесь на породах гдовского горизонта на глубине от 102,9 до 130 м, под тремя слоями разновозрастных морен.

Заключенная в этих подморенных отложениях пыльца древесных пород составляет 40—65% от общего состава пыли и спор. Пыльца трав в нижних частях разреза составляет 5—18%, споры — около 18—20%. В верхней части разреза пыльца трав и споры содержатся примерно в равных количествах — около 20% (рис. 39). Среди пыли хвойных пород обнаружена пыльца *Abies*, *Picea sectio Omorica*, *Pinus* подрода *Haploxylon*, среди спор — *Botrychium boreale* M. I. L. и три экземпляра споры *Botrychium lutaria* (L.) Sw. Пыльца широколиственных пород отмечается спорадически и единично.

К одинцовскому межледниковью на центральной возвышенности Карельского перешейка, по-видимому, относятся водные осадки, вскрытые скважиной у оз. Суоярви (скв. 2231) на глубине примерно от 128 до 134 м.

Одинцовские отложения были вскрыты девятнадцатью скважинами в глубокой погребенной депрессии у подножия карбонового уступа, ориентированной перпендикулярно движению материковых льдов. Абсолютная высота залегания их кровли от 120 до 140 м. Мощность колеблется от 8 до 72 м.

Наиболее полно межледниковые слои представлены у пос. Колпино, близ ст. Угловка, Октябрьской железной дороги, расположенного в области центральной, наиболее глубокой части депрессии. Здесь под верхней мореной на глубине от 22 до 85,6 м залегает однородная толща переслаивающихся карбонатизированных песчаных глин с глинистыми, мелкозернистыми, местами слюдястыми песками.

Горизонтальная слоистость отложений местами нарушена гляциодислокациями, что наиболее отчетливо выражено в низах толщи с глубины 64 м. Нужно отметить, что с глубиной залегания возрастает сте-

пень опесчанивания слоев. Что касается палинологической характеристики этой толщи, то абсолютного сходства между спорово-пыльцевыми спектрами разрезов различных скважин не наблюдается (П. Ф. Семенов, В. А. Соловьева, 1960 г.).

Спектры, полученные из осадков, вскрытых скв. 118, по мнению палинологов, характерны для одинцовского межледникового (рис. 40). Он принадлежит лесному типу. В нижней части разреза пыльца сосны

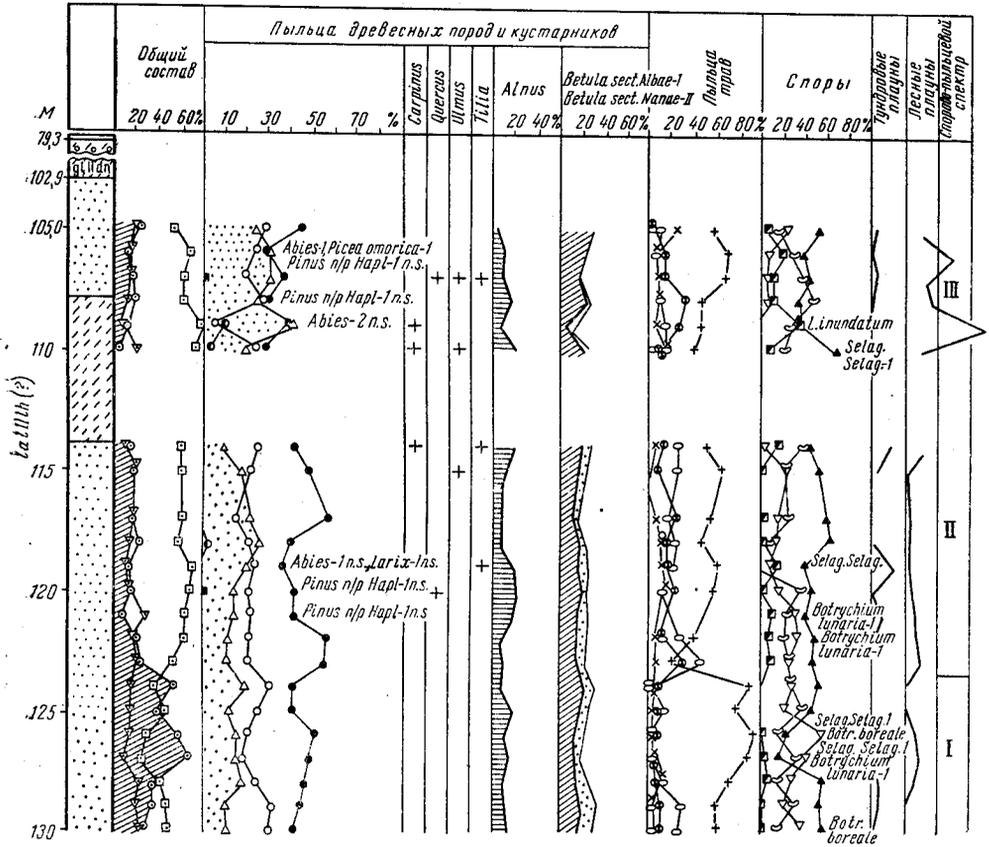


Рис. 39. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых скв. 220 в районе пос. Первомайское. Анализы Е. С. Малясовой, материалы Л. Ф. Соколовой (1969 г.)
Условные обозначения см. рис. 38

достигает 70%, пыльца ольхи 23%, присутствует пыльца *Betula nana* L. (до 16%). Повсюду в небольших количествах отмечается пыльца граба, дуба, вяза, липы и орешника (15%). Пыльца трав отмечается единично. Споры сфагновых мхов составляют 75% и папоротников до 30%; отмечаются споры *Osmunda*.

В средней части толщи сокращается количество пыльцы сосны (до 3—18%) и возрастает число пыльцы березы (до 50%), ели (до 20%) и ольхи (до 38%). Количество пыльцы широколиственных пород достигает максимальной величины 20% на глубине 42 м. Пыльца орешника по-прежнему составляет 15%, отмечается пыльца клена и пихты. Среди пыльцы трав господствует пыльца осок, затем пыльца злаков и разнотравья, примерно в равных количествах, до 25%. Интересно отметить, что пыльца полыней здесь составляет 4—13%, маревых 10—20%, единично встречается пыльца эфедры. В верхах толщи резко преобладает

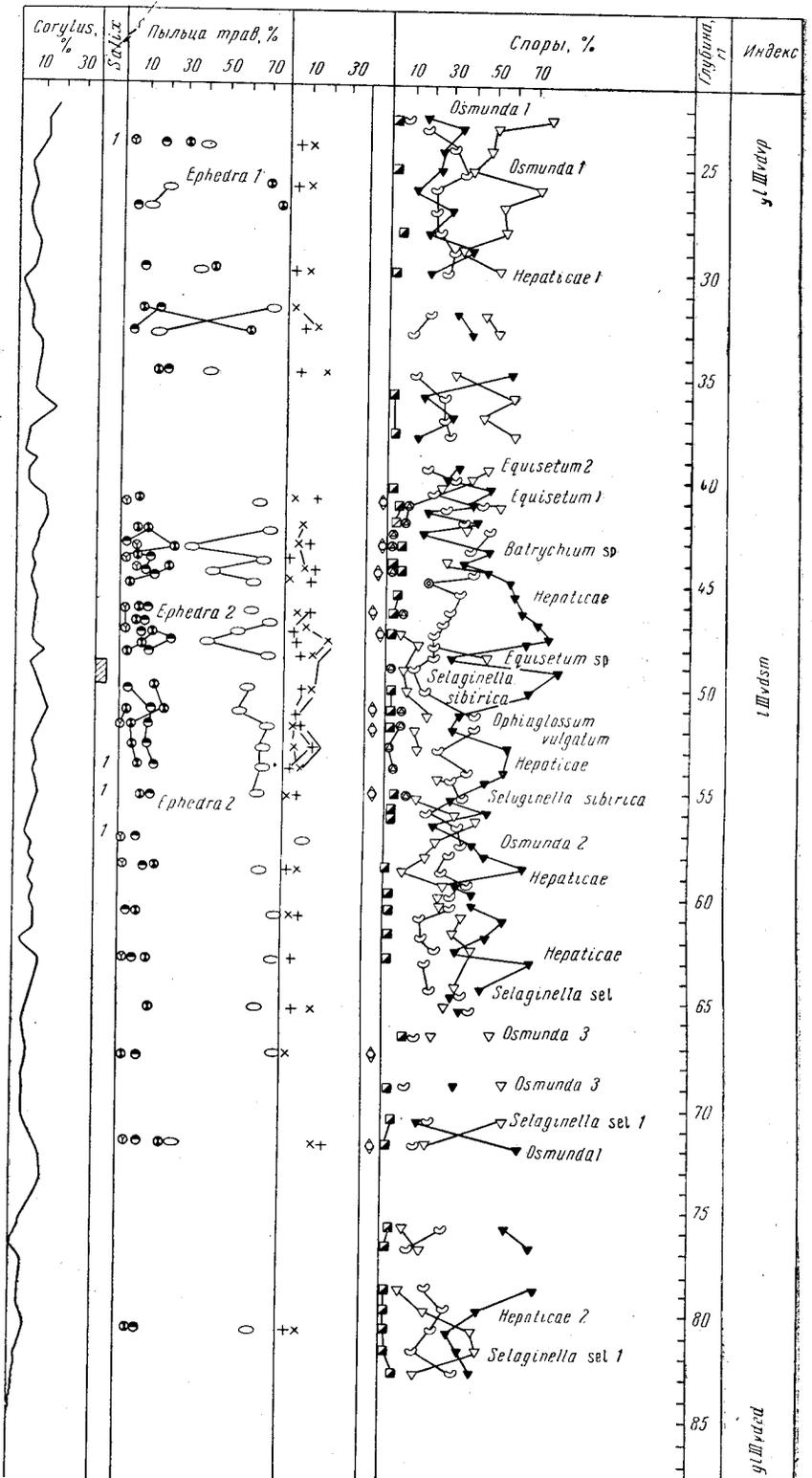
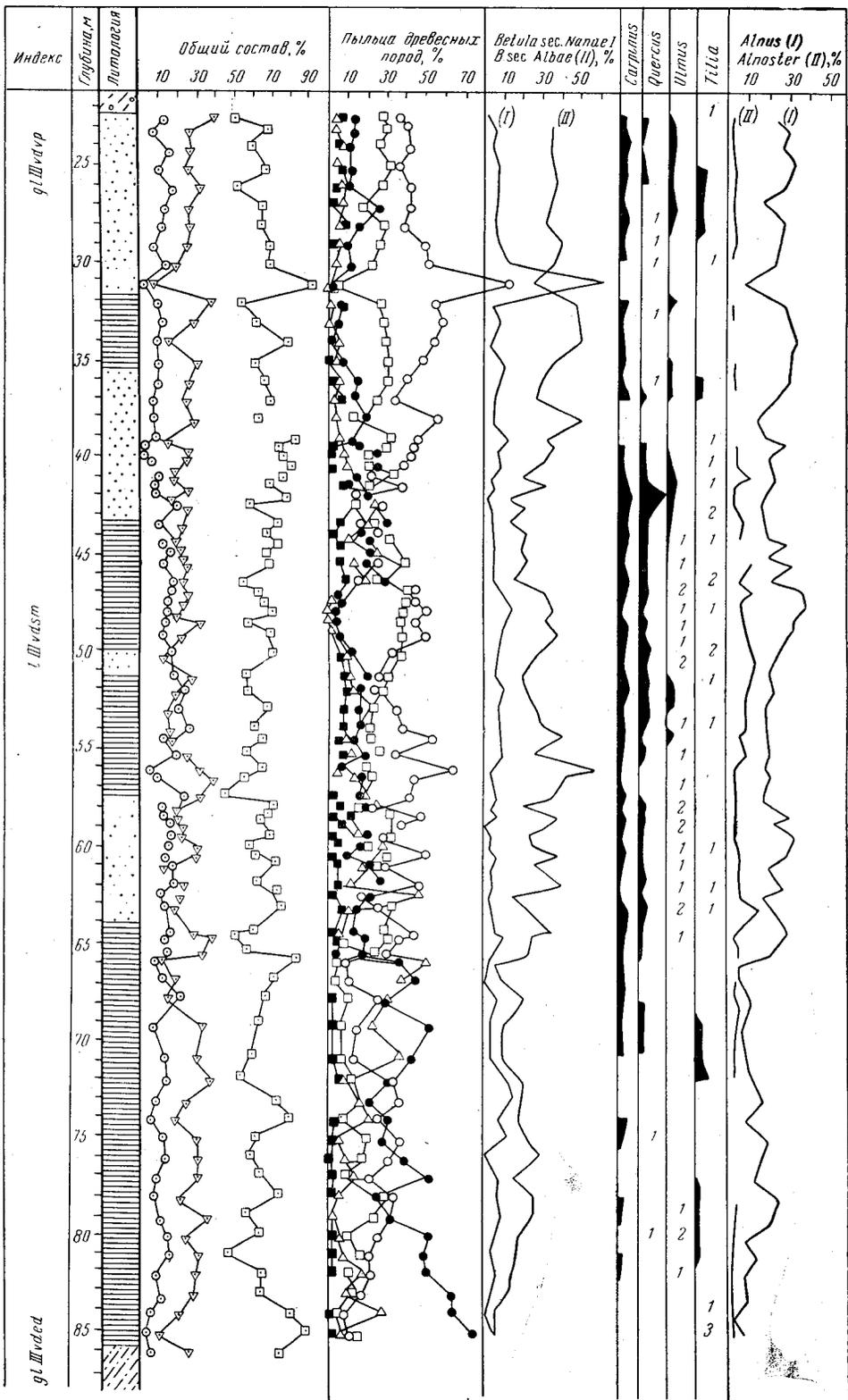


Рис. 40. Спорово-пыльцевая диаграмма межледниковых отложений, вскры
 лосьевой, аналитик М.
 Условные обозна:



тых скв. 118. Материалы и интерпретация возраста отложений В. А. Со-
А. Гуман (1969 г.)
чения см. рис. 38

пыльца березы (до 90%), сокращается количество пыльцы ели и широколиственных пород. Среди спор преобладают споры зеленых мхов, достигая 80%, редко отмечаются споры плаунов, *Osmunda* и печоночных мхов.

Приведенные данные определений напоминают своим своеобразием пыльцевой спектр описанных выше межморенных отложений на р. Тукше, относимых М. Е. Вигдорчиком и Е. А. Спиридоновой к новому оятскому интерстадиалу. Здесь также имеется экологическая несовместимость пыльцы ксерофитных растений со спорами мхов, характерных для холодного и влажного климата, сочетания пыльцы широколиственных пород с пыльцой *Betula nana* L.

Не останавливаясь подробно на описании спорово-пыльцевых спектров из других разрезов этой толщи, следует лишь отметить, что они отражают межледниковые климатические условия времени формирования осадков. Так, например, в разрезе межморенных слоев у с. Окуловки (скв. 108а) господствует пыльца древесных пород, среди которой пыльца широколиственных определяется от 0,5 до 12%, а орешника от 1,5 до 41%. Споры содержатся в количестве от 21 до 40%, в том числе *Osmunda* от 0,8 до 7,7% по всему разрезу. Как в большинстве спектров из межледниковых отложений, здесь совместно встречается пыльца и споры тепло- и влаголюбивых растений с пыльцой и спорами растений арктических и субарктических широт. Весьма важным является установление монолитности этой толщи и широкое ее распространение по простиранию в этом районе.

С межморенными отложениями, описанными В. А. Соловьевой как соминские, в районе Окуловки и Угловки, по мнению Н. И. Апухтина, следует коррелировать вторую сверху межморенную толщу на Судомской возвышенности у с. Леонова, лежащую на отметках от 120 до 150 м. По данным структурного бурения, эта толща прослеживается через всю Судомскую возвышенность и, по мнению Е. С. Малясовой, характеризуется спектрами межледникового облика (Шульц, Можаяев и др., 1963).

Московский горизонт

Московская морена вскрыта речной эрозией в районе г. Подпорожья на р. Свири и на северо-востоке Валдайской гряды. В остальных местах описываемого региона она выполняет погребенные депрессии и вскрывается только бурением.

В сложении московского горизонта участвуют осадки ледникового, флювиогляциального и озерно-ледникового происхождения. Они вскрыты на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках и в ряде пунктов по южному побережью Финского залива и Принарвской низменности (рис. 41), на Курголовском полуострове (скв. 20), на юго-западном берегу оз. Белого (скв. 15), у оз. Бабинского (скв. 1194) и в районе пос. Котлы (скв. 1177) (А. И. Шмаенок, Э. Ю. Саммет, 1962 г.).

В пределах Приильменской низины и на прилегающей части Валдайской возвышенности осадки московского времени обнаружены в районе нижнего течения р. Мсты у хутора Эдази (скв. 55), у д. Тербуново (скважины 9 и 15), по р. Тудор и в других местах. На северо-востоке Валдайской возвышенности московская морена была вскрыта у сел. Кривцово, Крутец, Наволок, а также в обнажениях по рекам Мсте, Льяной, Мшанке, Куйсаре и Мологже.

Наиболее четкое стратиграфическое положение морены московского ледника устанавливается на юге Онежско-Ладожского перешейка, в разрезах по рекам Тукше и Свири, где она залегает между единцов-

Морена сильнопесчанистая, рыхлая, красновато-коричневого цвета, с включением обломков кирпично-красных глин и приозерских песчаников. Мощность ее 6 м. Она перекрывается в основном безвалунными глинами водного происхождения общей мощностью 96 м. Выше лежат еще четыре морены, из которых три имеют мощность порядка 1—3 м и только третья сверху морена достигает мощности свыше 25 м. Морены разделены тонкослоистыми глинами мощностью не более 12 м.

Палинологическая характеристика всей серии исключительно однообразная (рис. 42*). В данном разрезе с московским оледенением можно сопоставить только нижнюю морену, которая увязывается со стратиграфическими разрезами, составленными для более южных частей Карельского перешейка (рис. 43). Такая трактовка расходится с мнением Д. Б. Малаховского, относящего всю толщу к стадиям и интерстадиям московского оледенения, и только верхние ее части, до глубины 30 м, он связывает с озерно-ледниковыми и ледниковыми отложениями лужской стадии и охтинского интерстадиала.

В южной части Карельского перешейка и в Приневской низменности вопрос о распространении морены московского ледника и ее положении также является дискуссионным (см. рис. 43 и 44). В других частях Ленинградской, а также Псковской и Новгородской областях, морена московского ледника сохранилась лишь в понижениях рельефа дочетвертичных пород и полностью денудирована там, где рельеф имеет равнинный характер. Более широко распространена эта морена в пределах аккумулятивных возвышенностей, в строении которых она принимает участие и которые обтекались более поздними ледниками, как, например, центральная часть Карельского перешейка, Судомская возвышенность и др. Мощность морены колеблется в широких пределах, достигая местами 38 м (центральная часть Карельского перешейка), но обычно не более 3—5 м.

Литологический состав морены в значительной степени обусловлен составом развитых в том или ином районе дочетвертичных пород и направлением ледниковых потоков. На севере Ленинградской области это обычно серовато-бурые суглинки и супеси с валунами, щебнем и галькой главным образом кристаллических пород — гнейсо-гранитов, гранодиоритов, гранитов рапакиви, кварцито-песчаников и основных пород.

На западе рассматриваемой территории морена более глинистого состава, серого цвета с валунами гнейсо-гранитов, крупнозернистого гранита и порфирита. Валунные палеозойских пород в морене наблюдаются повсеместно, но лишь местами преобладают. Мелкозем морены содержит до 7% карбонатного вещества.

На северо-востоке Ленинградской области московская морена имеет суглинистый состав — местами со значительной примесью песчаных частиц, красновато-бурого и даже черного цвета от примеси материала шунгитовых сланцев, реже серого цвета. Галька и валуны состоят из гранита, гранито-гнейса, метадиабазов, зеленых сланцев, кварцито-песчаника, по мере продвижения к югу увеличивается содержание обломков палеозойских пород.

В Приильменской низменности и в западной части Валдайской возвышенности состав морены меняется в связи с изменением девонского субстрата. Морена становится более глинистой и повсеместно красного и красно-бурого цвета. Крупнообломочный материал состоит преимущественно из девонских известняков, доломитов, песчаников и алевролитов. Валунные кристаллических пород встречаются в меньших количествах.

На юго-востоке региона также развита карбонатная, глинистая разность морены. По составу порода здесь менее однородна, что отра-

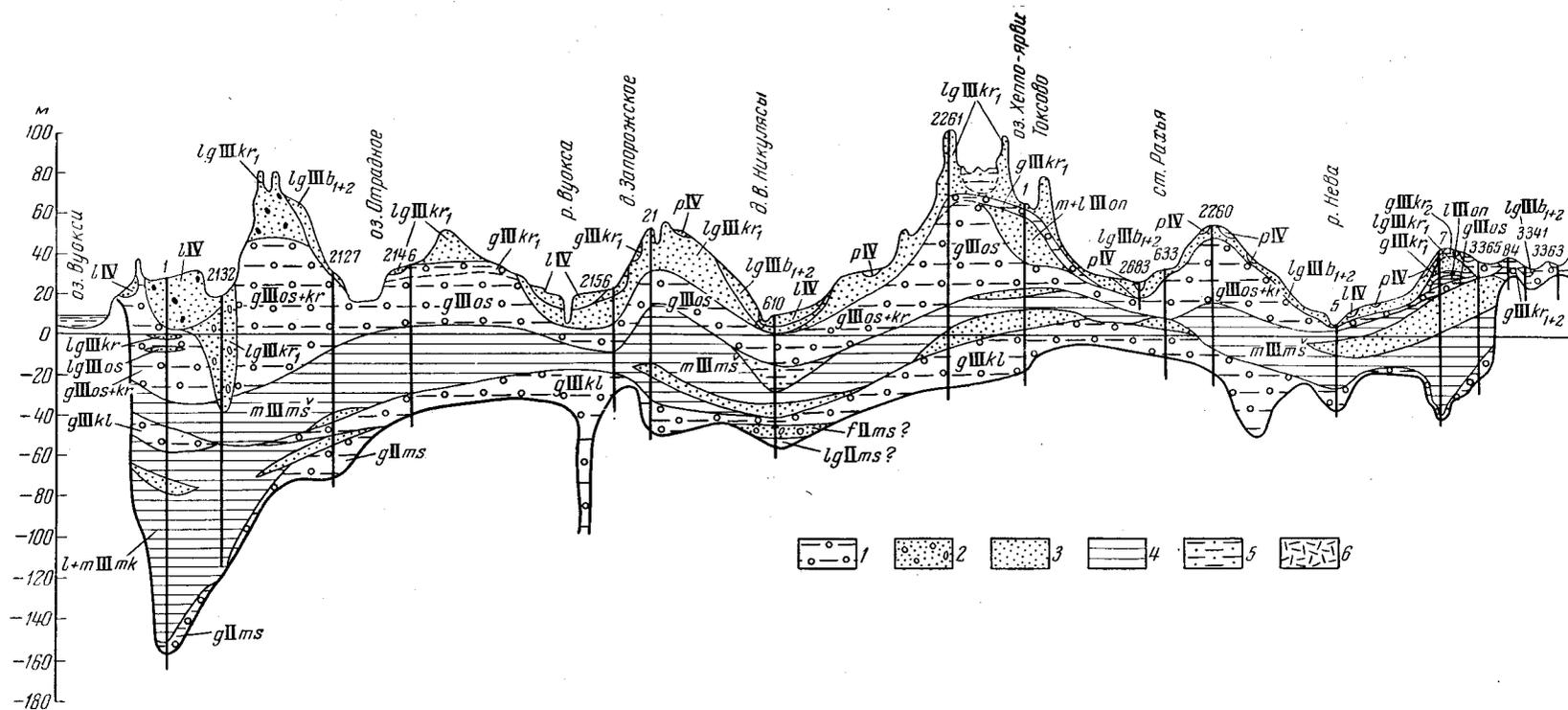


Рис. 43. Условия залегания московской морены и позднечетвертичных отложений в восточной части Карельского перешейка. Н. И. Апухтин (1969 г.)

1 — суглинки и глины валунные; 2 — пески с гравием и галькой; 3 — пески; 4 — суглинки и глины, глины ленточные; 5 — супеси; 6 — торф

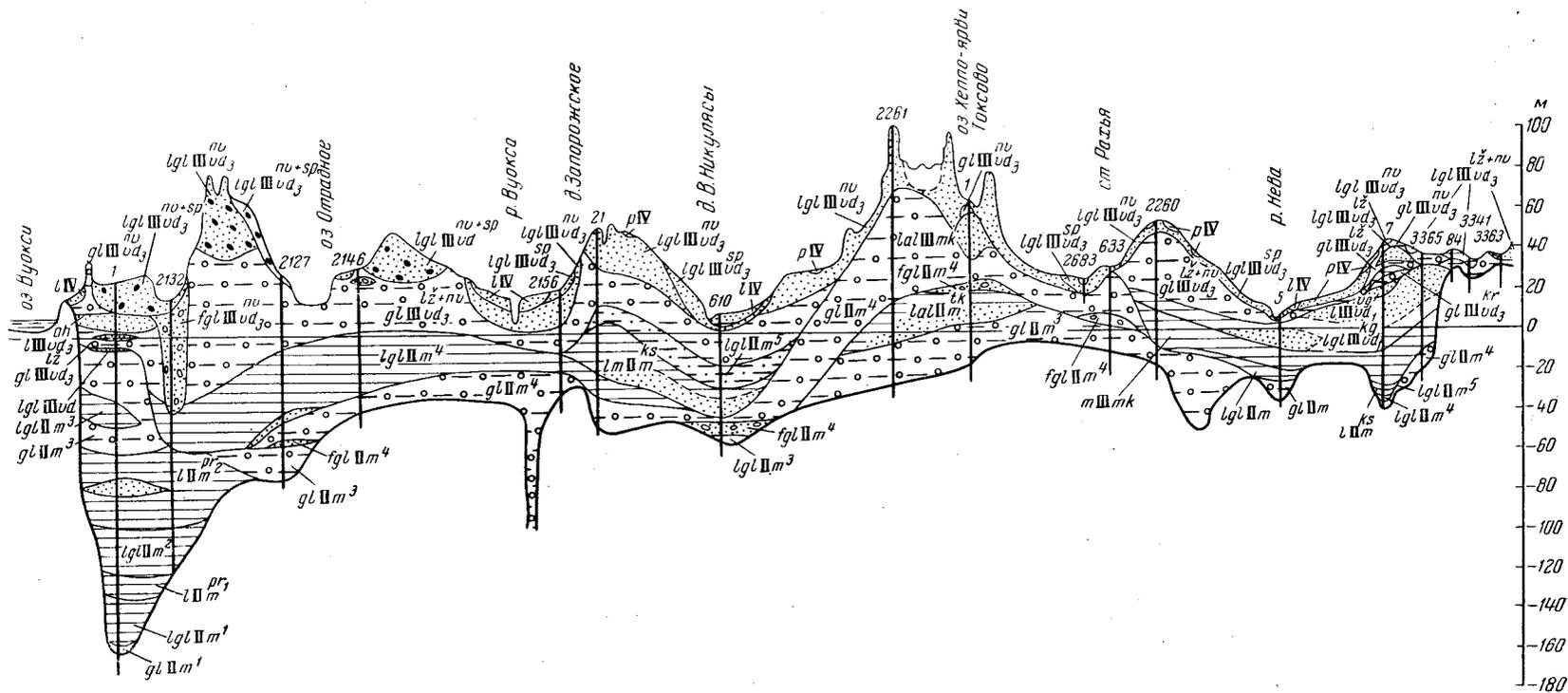


Рис. 44. Условия залегания московской морены и позднечетвертичных отложений в восточной части Карельского перешейка. Д. Б. Малаховский (1969 г.)

Условные обозначения см. рис. 43

жается и в ее окраске. Нередко господствует серый цвет морены с различными оттенками, что обусловлено меньшей примесью девонского материала в составе ее мелкозема. Валуны в массе состоят из местных палеозойских пород. Обломков кристаллических пород мало и среди них нередко диабазы и другие основные породы.

Данные о минеральном и механическом составе московской морены пока немногочисленны и характеризуют породу на ограниченных участках, обычно разобренных большими расстояниями. В связи с этим пока еще трудно говорить об определенных закономерностях изменения литологии морены для всей территории региона.

Флювиогляциальные отложения московского времени обнаруживаются редко. Они были отмечены в районе г. Подпорожья по левобережью р. Свири в разрезах, вскрытых скважинами 7, 8, 9 и 1, а также в карьере «Старцев Бор» (Соколова, 1961 г.). Это песчаные, валунно-и гравийно-галечные отложения, залегающие в понижениях рельефа дочетвертичных пород на морене московского ледника, замещающая ее на более высоких участках. Их мощность колеблется от 6 до 23 м. Перекрываются флювиогляциальные отложения в этом районе осадками микулинского межледниковья.

В таких же условиях залегания флювиогляциальные отложения московского времени вскрыты в окрестностях г. Боровичи на глубине 33,8 м, где они подстилают морену московского ледника, а также обнажаются по берегам рек Мшанки и Льяной. К московскому времени эти слои отнесены условно, как увязывающиеся с отложениями в опорных разрезах этого района, лежащими под микулинскими слоями (Котлукова, 1961 г.).

Озерно-ледниковые отложения московского возраста выделены Э. Ю. Самметом (Шмаенок, Саммет, 1962) на Курголовском полуострове в разрезе скв. 20 на глубине 82,5—79,5 м, где они представлены песчаными и алевроитовыми глинами ленточного типа. Глины плотные, темно-серые и темно-коричневые с включениями единичных зерен гравия. Они покрываются морскими отложениями микулинского межледниковья. Здесь озерно-ледниковые осадки характеризуются спектрами лесного типа. Пыльца древесных пород составляет 50—58%, пыльца трав 3—31% и споры 28—40% (см. рис. 41). В низах пыльцы берез содержится до 98%, уменьшаясь вверх по разрезу до 10%. Пыльца сосны, отсутствующая в низах толщи, в ее средней части составляет 62%. По всему разрезу присутствует пыльца орешника, количество которой в средней части разреза равно 5—6%. Пыльца широколиственных пород присутствует по всему разрезу — от 1 до 2%. Среди пыльцы трав господствует пыльца эфедры, среди споровых — споры сфагновых мхов; споры папоротников не превышают 38% и зеленых мхов 16—18%. В небольшом количестве по всему разрезу отмечены споры *Lycopodium*. Судя по характеру слоистости и палинологической характеристике эту толщу можно отнести к началу микулинского межледниковья.

На северо-востоке Валдайской возвышенности, в районе г. Боровичи и в обнажениях по р. Льяной у пос. Деряки, установлены озерно-ледниковые отложения московского возраста, которые перекрыты микулинскими слоями (Котлукова, 1961 г.).

Верхнечетвертичные отложения

Микулинский горизонт

Микулинские межледниковые отложения на Северо-Западе Русской равнины служат одним из опорных горизонтов для стратиграфического расчленения четвертичной толщи.

По количеству разрезов отложения микулинского межледниковья изучены наиболее полно. Континентальные их фации установлены на юге Онежско-Ладожского перешейка в бассейнах рек Свири и Ояти, в разрезах по рекам Поломети, Льяняной, Волме и Куйсаре, а также на Карельском перешейке и в Южном Приладожье. На южном побережье Финского залива устанавливаются морские фации этого межледниковья.

Микулинские слои занимают строго определенное стратиграфическое положение. На севере рассматриваемого региона в пределах границ распространения морены карельского ледника верхневалдайского времени это, как правило, третий сверху горизонт межледниковых отложений, второй горизонт — на территории между карельскими (лужскими) и осташковскими конечными моренами и первый — между крайними образованиями осташковского и калининского оледенений. За границей распространения морены калининского ледника, к югу и юго-востоку от рассматриваемого региона, микулинские слои выходят на дневную поверхность.

В бассейне р. Свири, в том числе в скв. 23 на р. Тукше, микулинские отложения залегают под второй сверху мореной, относимой к калининскому (нижневалдайскому) оледенению.

Подстилаются они мореной или флювиогляциальными отложениями московского возраста¹.

Мощность микулинских отложений меняется здесь в широких пределах (от 1 до 36 м); высота залегания их кровли от 40 до 81 м, подошвы от 12 до 63 м. Сложены они слоистыми плотными глинами, суглинками, супесями и реже мелкозернистыми песками. В глинах и суглинках местами наблюдаются включения вивианита. Как правило, нижние части толщи слагаются глинами, которые вверх по разрезу постепенно замещаются песчаным материалом. Пески обычно кварцевые, слюдистые, тонко- или мелкозернистые, глинистые. Иногда в них наблюдаются тонкие глинистые пропластки.

Судя по пыльцевым спектрам из разрезов района Подпорожья, во время накопления этой толщи климат здесь был теплее современного. Широко развиты были смешанные леса с участием широколиственных пород, количество пыльцы которых местами достигает 15% (см. рис. 38).

Наряду с пыльцой теплолюбивых пород и присутствием таких экзотов, как *Osmunda cinnamomea* L., *O. regalis* L., *Onoclea* отмечаются споры плауна *Selaginella selaginoides* (L.) Link. Результаты изучения диатомовых из этих отложений показывают их пресноводный характер.

В центральной части Онежско-Ладожского перешейка, на территории Карелии, микулинские слои также представлены пресноводными фациями, и лишь в районе западного склона впадины Онежского озера наряду с пресноводными диатомовыми в них встречаются и морские виды. Все это свидетельствует о том, что в микулинское время Онежско-Ладожский перешеек не затоплялся морскими водами, а Онежская котловина была занята водами слабоосолоненного эстуария.

В пределах Новгородской, Псковской и западной части Ленинградской областей, где нет таких полных разрезов, как на юге Онежско-Ладожского перешейка, микулинский возраст отложений в большинстве случаев устанавливается по палинологическим данным.

Наиболее полные разрезы четвертичных отложений выявлены в районе Лужской губы у оз. Бабинского (Шмаенок, Саммет, 1962 г.), в рай-

¹ М. Е. Вигдорчик вторую сверху межморенную толщу в разрезе скв. 23 на р. Тукше относит к двум межледниковьям — одинцовскому и микулинскому.

оне пос. Ручьи (Менакер, 1940) и Лендовщина (Селиванова, Недригайлова и др., 1960 г.), на Судомской возвышенности (Шульц, Можжев и др., 1963), в некоторых местах у северо-западного склона Валдайской гряды и на Карельском перешейке. У оз. Бабинского микулинский возраст разнотравных и тонких глинистых песков, залегающих на глубине от 99,5 до 109,4 м, устанавливается по условиям их залегания (см. рис. 41).

Палинологические исследования осадков, хотя и недостаточные, показали, что пыльца древесных пород составляет в них 42—45% от общего состава, а пыльца трав — 10%. Споры присутствуют до 46%. Среди древесных пыльца березы отмечается в количестве 40—42%, сосны 20—25%, ольхи 19—20% и ели до 10%. Число пыльцы широколиственных пород вместе с пылью орешника не превышает 3,5—4,5%. Пыльца трав принадлежит маревым, осокам, злакам, вересковым, разнотравью. Среди спор 80% составляют папоротники и 20% зеленые мхи. Единично отмечаются споры.

Диатомовый анализ дал отрицательный результат, в осадках не обнаружены также и остатки малакофауны. Генезис этих отложений неясен. Скорее всего их нужно считать континентальными, однако изучавший эту толщу Э. Ю. Саммет считает возможным относить ее к морским образованиям начала микулинского межледниковья.

В Приильменской низменности озерные осадки микулинского возраста обнаруживаются, как правило, в древних погребенных долинах. Наиболее хорошо они изучены в долине р. Волмы в разрезе скв. (Вигдорчик, 1962). Микулинская толща здесь сложена глинами с ритмичной слоистостью. Она залегаёт на глубине от 80,0 до 92,6 м под двумя слоями разновозрастных морен и подстилается мореной, лежащей на дочетвертичных породах. Осадки характеризуются спектрами лесного типа. Среди пыльцы древесных пород доминирует пыльца березы, количество которой колеблется от 33 до 80%. Среди пыльцы широколиственных пород, встречающейся по всему разрезу в количестве от 7 до 13%, господствует пыльца граба (9%). Пыльца дуба составляет 4%, вяза 3% и липы на отдельных интервалах до 2%. Пыльца орешника и ольхи в нижней части толщи достигает 25—132%. Пыльца трав отмечается единично. Споровые растения представлены спорами папоротников, зеленых и сфагновых мхов.

По всему разрезу отмечены споры *Osmunda regalis* L. и *Osmunda cinnamomea* L. и единичные споры *Selaginella*. Диатомовые не обнаружены.

На северо-востоке Валдайской возвышенности в Боровичском районе следует привести наиболее изученные разрезы озерно-аллювиальных и озерно-болотных отложений по рекам Льяной (Котлукова, 1961) и Куйсаре (А. И. Александрова, 1961 г.). В первом разрезе глинистые слои залегают между моренами на глубине от 1,5 до 3,70 м. В них обнаружены обугленные растительные остатки, пропластки перемытого торфа, сапропелита и включения вивианита. В низах разреза глины обогащаются песком и содержат включения отдельных галек и зерен гравия:

Н. Д. Агапова намечает три фазы развития растительности в период седиментации этих отложений. Первая фаза (глубина 3,1—3,6 м) сосново-березовое редколесье с пылью *Betula nana* L., ели, ольхи и элементами ксерофитной флоры (пыльца полыни, маревых и эфедры). Вторая фаза (глубина 2,75—3,1 м) смешанного леса с примесью широколиственных пород. Третья фаза (глубина 1,65—2,75 м) отражает климатический оптимум, когда произрастали широколиственные леса с примесью березы, ольхи и сосны. Эта фаза характеризуется высоким

содержанием пыльцы широколиственных пород, которое достигает 75% (дуб до 70%, ольха до 75%, вяз до 7% и граб до 5%).

По р. Куйсаре в разрезе скв. 120 микулинские озерные пески и глины залегают на морене, лежащей на палеозойских породах на глубине 19,7—21,4 м. Им также свойственны спектры лесного типа.

Среди древесных количества пыльцы сосны колеблется от 1 до 15% в верхней части толщи и от 10 до 72% в нижней. Пыльца березы изменяется от 8 до 70%, пыльцы ольхи от 1—2 до 46%. В нижней части разреза пыльца широколиственных пород отмечается от 1—2 до 33%, в верхней количество ее увеличивается до 47%. Пыльца орешника в верхах толщи достигает 48%. Среди пыльцы трав пыльца полыни не превышает 2—3% в нижней части толщи, увеличиваясь до 17% в верхней. Пыльца злаков внизу составляет 5—25 и 25—40% — в верхней половине разреза. Пыльцы осок — по всему разрезу от 3 до 14%. Среди споровых — споры сфагновых мхов (от 1—2 до 12%) и зеленых мхов (от 26 до 67% в нижней части разреза и от 35 до 77% — в верхней). Споры папоротников в низах толщи составляют 47—72% и в верхах — 18—56%. Диатомовые принадлежат пресноводным видам: *Anomoeneis sphaerophora* (Kütz.) Pfitz., *Stauroneis acuta* W. Sm., *St. Schulzii* Jouse, *Navicula diluviana* Grasske, *N. oblonga* Kütz. с разновидностью var. *subcapitata*, *Cymbella* Ehr.

На Судомских высотах к микулинскому времени относятся песчано-глинистые отложения, вскрытые буровыми скважинами у деревень Леоново и Карушино (Шульц, Можаяев и др., 1963). С точки зрения Н. И. Апухтина в верхнечетвертичное время Судомская возвышенность последний раз покрывалась полностью льдом калининского ледника. Осташковский ледниковый покров обтекал эту возвышенность, оставив морену лишь по ее склонам. Таким образом, микулинские слои у д. Леоново, находящейся на вершине возвышенности, залегают под верхней мореной, а у д. Карушино, расположенной на ее склоне, — под вторым сверху слоем морены. В разрезе скв. 1 у д. Леоново микулинская толща сложена коричневатобурными разнозернистыми песками с гравием и галькой, которые вверх по разрезу становятся более мелкозернистыми и местами переходят в алевриты. Верхняя часть толщи состоит из переслаивающихся алевритов и песков. Осадки содержат тонкие примазки глин, а также гальку темно-серых глин с сильным запахом сероводорода. Толща лежит на глубине от 13,5 до 43,8 м.

Е. С. Малясова отмечает, что характер спектров позволяет отнести осадки к верхнечетвертичному межледниковью (Шульц и др., 1963). В целом толща характеризуется спектрами лесного типа. Пыльца древесных составляет 60—70% и принадлежит ели, сосне, ольхе, березе, грабу, вязу и липе. Пыльца трав составляет 40—50% от общего состава. Основная масса ее принадлежит маревым и полыням. В большом количестве отмечаются споры папоротников и зеленых мхов.

В разрезе скв. 3 у д. Карушино пески, относимые к микулинскому времени, залегают на глубине от 25 до 29 м. В этих осадках господствует пыльца древесных пород, которая в нижней части составляет 40%, достигая в верхних почти 100%. Вверх по разрезу также увеличивается и количество пыльцы вяза и граба, достигая 7—9%. Наибольшее количество пыльцы трав (около 40%) приурочено к средней части толщи. Весь комплекс пыльцы указывает на накопление осадков в достаточно теплых климатических условиях.

На западе Ленинградской области, в пределах Курголовского полуострова, к концу микулинского межледниковья относятся морские зеленовато-серые алевритовые плотные глины, залегающие на глубине от 69,8 до 79,5 м в разрезе скв. 20 на юго-западном берегу оз. Белого.

Глины имеют сильный битуминозный запах, содержат включения вивианита и полуразложившиеся растительные остатки. В нижней части толщи (глубина 79,5—76,4 м) они содержат много раковин *Macoma calcarea* (Chemn.), *Portlandia arctica* (Gray), *Portlandia arctica* var. *siliqua* Reeve и *Macoma* sp. (определения М. А. Лавровой). Из растительных остатков определена *Zostera*.

Спорово-пыльцевые спектры (рис. 45) отражают несколько фаз развития растительности, соответствующие зонам от М₅ до М₈ по Гричуку, или от А до начала Е по Иессену и Мильтерсу. Состав диатомовых (рис. 46) и присутствие раковины *Yoldia* также характеризуют вторую половину межледниковья.

Верхнюю часть толщи, с глубины 69,8 до 65,6 м, сложенную глинистыми алевритами, мало отличающимися от нижележащих осадков, Э. Ю. Саммет относит к аллювиально-морским и аллювиально-озерным отложениям конца межледниковья. Выше залегают различные по крупности пески и глины с неясно выраженной слоистостью. Вся толща глин и песков не перекрыта никакими образованиями.

Межледниковые морские слои в этом районе установлены также у сел Ручьи, Остров, Котлы и в устье р. Луги (Шмаенок, Саммет, 1962).

Выполняя глубокую погребенную долину, морские битуминозные темно-серые глины и мелкозернистые глинистые желтовато-серые пески перекрываются здесь двумя разновозрастными моренами, разделенными водными осадками. Лежат они на глубине от 87 до 91 м, на абсолютных отметках от 88,0 до —84,0 м. В этих отложениях из 21 вида обнаруженных диатомовых 16 относятся к морским. В них также найдены остатки морской фауны *Portlandia arctica* (Gray) и *Leda* sp. По мнению Э. Ю. Саммета, эта толща формировалась в начале межледниковья. Однако нельзя отрицать некоторую условность отнесения морской толщи, встреченной разными скважинами, к одному межледниковью, и именно к микулинскому. Интересная толща обнаружена бурением на Сойкинской возвышенности, расположенной к востоку от Лужской губы на южном побережье Финского залива. Здесь, в разрезе скв. 21, на глубине от 91,5 до 149,5 м залегают глины, которые подстилаются и перекрываются песчаными осадками. Средняя часть толщи глин мощностью 30,5 м содержит растительные остатки, включения вивианита и обломки тонких раковин *Portlandia* и *Tellina*. Возраст этих отложений пока не установлен. Э. Ю. Саммет, изучавший строение Сойкинской возвышенности, считает эту морскую толщу отторженцем.

На Карельском и Онежско-Ладожском перешейках микулинские отложения распространены широко и вскрыты многими скважинами. Представлены они преимущественно континентальными фациями и лишь местами, в понижениях рельефа дочетвертичных пород, носят характер опресненных морских осадков. По периферии Карельского перешейка микулинские слои залегают под тремя разновозрастными моренами, а в пределах возвышенной его центральной части — под двумя моренами (Апухтин и др., 1967). Высота залегания кровли микулинской толщи на западе перешейка в среднем около 50—63 м, в возвышенной центральной части увеличивается до 100—112 м и на его северо-востоке вновь опускается до 58 м. Соответственно изменяются и абсолютные высоты подошвы толщи, занимая наиболее низкое положение в районе г. Приозерска — 154 м¹.

¹ Д. Б. Малаховский относит всю толщу в районе г. Приозерска к стадиальным и интерстадиальным слоям московского оледенения.

Мощность толщи варьирует в широких пределах — от 6—16 м на западе до 28 м в центральной возвышенной части и до 96 м в глубокой депрессии — в районе г. Приозерска. Сложена она обычно тонкослоистыми коричнево-бурными или серыми и зеленоватыми суглинками, гли-

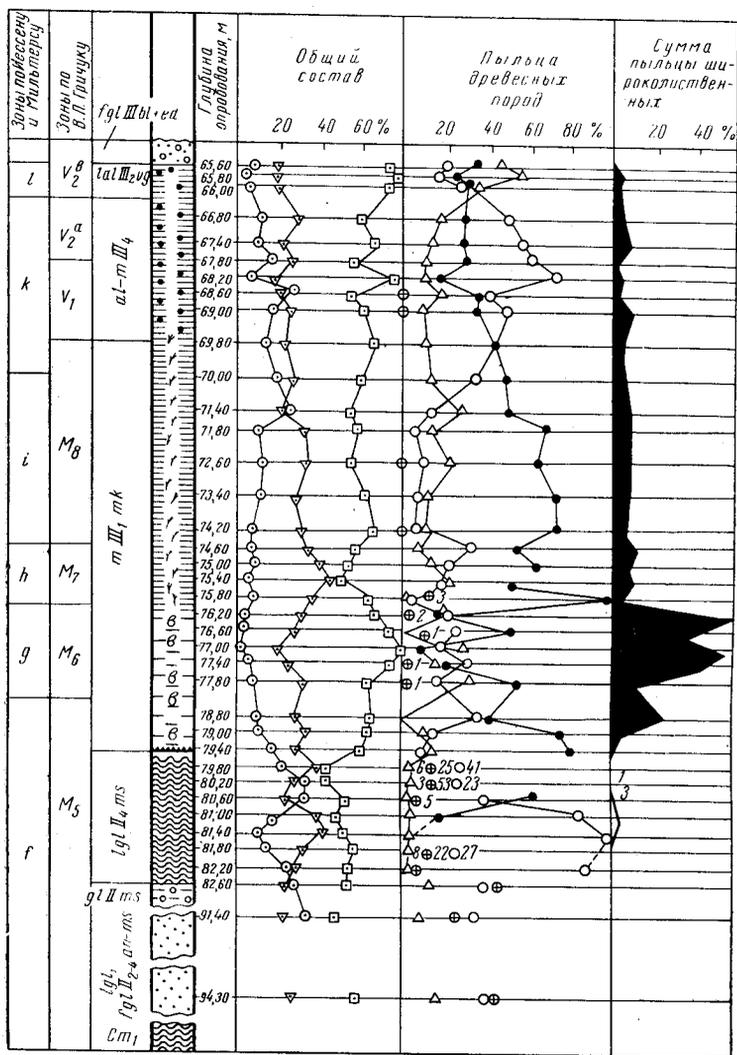


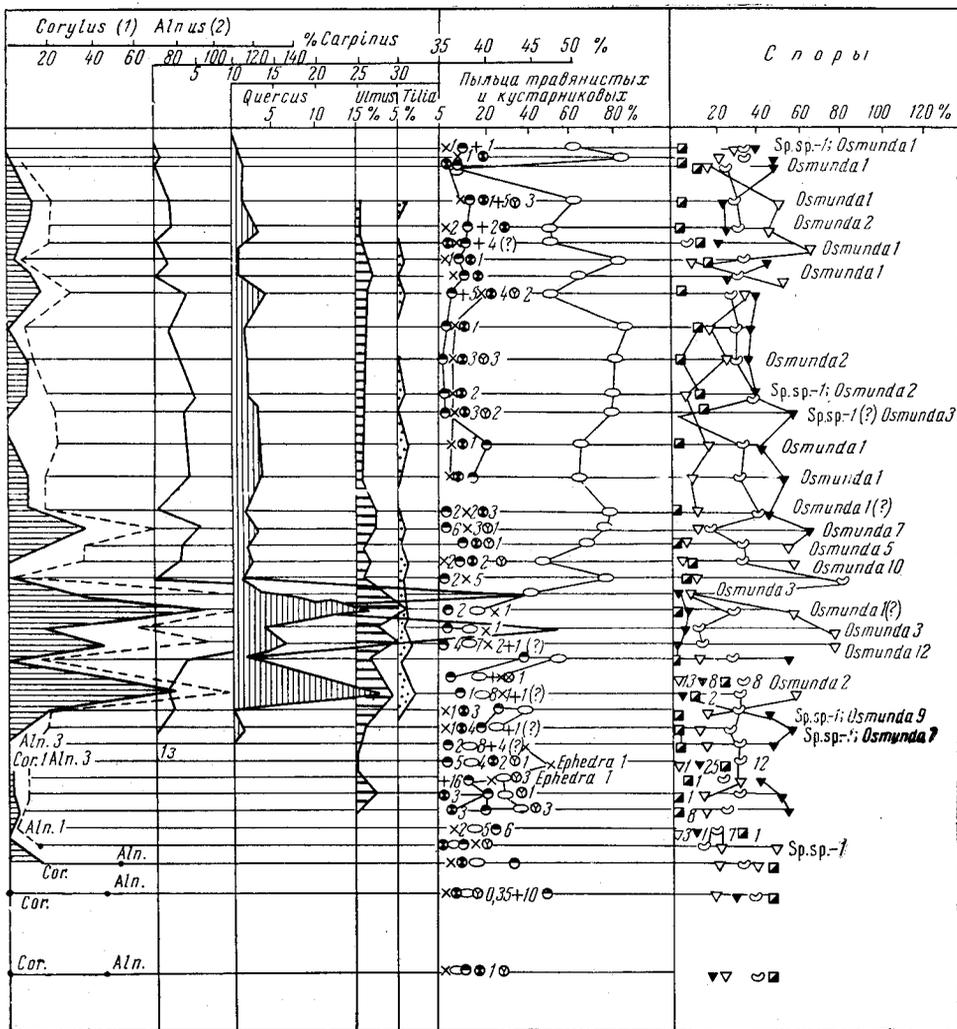
Рис. 45. Спорово-пыльцевая диаграмма межледниковых отло
Н. Д. Аргановой,
Условные

нами и супесями, которые в центральной, возвышенной части перешейка, как правило, замещаются песками. Пески отмечаются также в разрезах и по периферии перешейка в виде линз и прослоев мощностью в десятки сантиметров, но в некоторых разрезах, например в районе Приозерска, она достигает 10 м.

Глинистые осадки обычно тонкослоисты; слоистость горизонтальная, реже наклонная. Местами слоистость смята в складки различной интенсивности. В глинах встречаются включения вивианита, например

в разрезах на побережье Финского залива в районе д. Пески и в центральной части перешейка, а также у г. Приозерска.

Микулинские отложения на Карельском перешейке характеризуются сравнительно холодными спорово-пыльцевыми комплексами, которые



жений по скв. 20, юго-восточный берег оз. Белого, Курголовский полуостров. Анализы материалы Э. Ю. Саммета (1969 г.) обозначения см. рис. 38

однако, показывают, что климат в период формирования осадков был не холоднее, а в некоторые отрезки межледниковья теплее современного.

В разрезе у Приозерска отложения характеризуются спектрами лесного типа. Пыльца древесных пород, как видно на диаграмме (см. рис. 42*), колеблется от 50 до 90—95%. Пыльца трав в низах составляет 25—30%, уменьшаясь вверх по разрезу до 2—5%, и лишь на глубине около 96 м количество пыльцы травянистых увеличивается до 50%.

Споры в низах разреза не превышают 8—15%, в средней части до 28—30% и в верхах до 40—45%. Пыльца широколиственных пород присутствует в незначительных количествах, и главным образом в средней части толщи.

Диатомовая флора микулинских отложений Карельского перешейка бедна и часто совсем отсутствует. В с. Овсяное диатомовые имеют плохую сохранность и принадлежат пресноводным формам. В При-

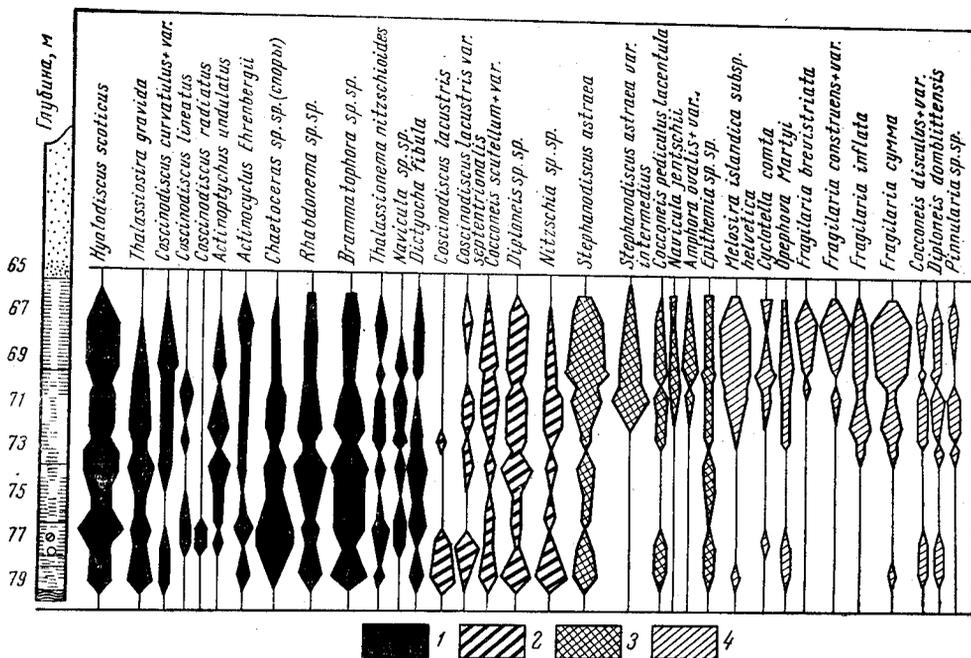


Рис. 46. Сводная диаграмма состава диатомовых микулинских межледниковых отложений по скв. 20. Анализы М. А. Травиной, материалы Э. Ю. Саммета (1969 г.)

1 — морские формы; 2 — солоноватоводные формы; 3 — солонсатоводно-пресноводные формы; 4 — пресноводные формы

озерске, на глубине от 111 до 125 м, диатомовые смешанного состава содержат морские формы *Melosira sulcata* (Ehr.) + var. *biseriata* Grun. + var. *granulata* Grun. и фрагменты спор морских *Centrales*, из пресноводных *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. имеет высокую оценку встречаемости.

Заканчивая рассмотрение микулинских отложений, следует сказать, что многие геологи к ним относят мгинские межледниковые слои.

До последнего времени возраст этих отложений являлся темой острых дискуссий. Однако абсолютные датировки мгинских слоев $47\,400 \pm 1\,400$ лет по раковинам и $36\,500 \pm 1\,000$ лет по гумусу оказались значительно моложе возраста земских — бореальных образований, которые оцениваются в период максимума трансгрессии (климатический оптимум) 120 000 лет и в конце трансгрессии 70 000 лет (Rosholt a. o., 1961). В связи с этим мгинские отложения рассматриваются ниже в соответствующем разделе верхнечетвертичного времени.

Калининский горизонт

Морены калининского ледника в пределах рассматриваемого региона сохранились сравнительно хорошо и обнаруживаются буровыми скважинами в понижениях рельефа дочетвертичных пород почти повсе-

местно. Отсутствует она лишь в пограничной зоне с Финляндией, где кристаллический фундамент выходит на поверхность. На Карельском перешейке, по его периферии и в южной части калининская морена является третьим сверху ледниковым горизонтом. За пределами распространения морены карельского оледенения (лужской стадии) это, как правило, второй сверху горизонт морены. Вторым сверху горизонтом она является и на всей остальной площади, до границ распространения осташковского оледенения, за пределами которого она выходит на поверхность или покрыта более молодыми осадками неледникового генезиса.

На юге Карельского перешейка, в Приневской низменности, а также на остальной территории Ленинградской, Псковской и Новгородской областей калининская морена обнаруживается только в погребенных древних речных долинах, часто непосредственно на дочетвертичных породах. Значительно реже она ложится на микулинские отложения, например на Карельском перешейке в долине рек Свири, Ояти и ряде других. Верхняя возрастная граница этой морены определяется залеганием ее под осадками молодого-шекснинского (соминского) времени.

Гипсометрическое положение слоя калининской морены меняется в широких пределах и значительно зависит от рельефа подстилающих пород. Средняя мощность морены 10—15 м, максимальная достигает в долине р. Свири 28 м, на Карельском перешейке 33 м. Морена имеет пестрый петрографический состав. Как правило, она суглинистая или глинистая, реже супесчаная. Последняя разность чаще наблюдается на западе территории. Однако и здесь можно встретить суглинистые и глинистые разности ледниковых отложений. В морене нередко наблюдаются гнезда и линзы разнозернистых, плохо отсортированных песков и галечников. Цвет морены обычно серый до буровато-серого. Внешне она на Карельском перешейке мало отличается от московской морены.

На западе, в пределах развития отложений ордовика, преобладают серые тона, а в Приильменской низменности — красные оттенки, что связано со значительной примесью в морене развитых здесь девонских красноцветных пород. Закономерности в распространении различных типов валунов не улавливается. Обычно преобладают обломки кристаллических восточно-фенноскандинавских пород. На р. Свири, где производилось более детальное изучение валунного материала из кернов скважин, наиболее часто отмечаются шокшинские кварцито-песчаники, граниты, гранодиориты, диабазы и туфосланцы. В меньшем количестве содержатся обломки слабо сцементированного девонского песчаника.

В южной части региона в некоторых местах, как, например, в разрезе скв. 55 у хутора Эдази, калининская (нижневалдайская) морена разделяется на два слоя межосцилляторными песками, имеющими ограниченное распространение. В других частях региона эти межосцилляторные слои отсутствуют.

Флювиогляциальные отложения калининского (нижневалдайского) ледника не имеют площадного распространения в пределах рассматриваемого региона и обнаруживаются лишь в разрезах некоторых погребенных долин, как, например, на северо-западе территории у оз. Белого в разрезе скв. 20. Флювиогляциальные пески в этом разрезе залегают на глубине от 46,0 до 65,6 м непосредственно на микулинских межледниковых слоях.

Озерно-ледниковые отложения распространены несколько больше, чем флювиогляциальные. Представлены они двумя фациями — фацией отложений подпруженных приледниковых бассейнов и фацией осадков внутрILEDниковых водоемов.

Пески и глины приледниковых бассейнов занимают наибольшие площади к северо-западу от г. Пестово в окрестностях д. Стулово, на Судомских и Бежаницких высотах, где эти отложения не перекрываются мореной ледника верхневалдайского (осташковского) времени и не размывались тальми ледниковыми водами во время его отступления. Мощность озерно-ледниковых осадков редко превышает 15 м и лишь в разрезах погребенных долин достигает 30—60 м.

На северо-западе рассматриваемой территории озерно-ледниковые отложения этого времени сохранились также только в разрезах погребенных долин.

По данным Э. Ю. Саммета, эти осадки наблюдаются на Курголовском полуострове в разрезе скв. 20, на глубине от 33,75 до 46 м; здесь озерно-ледниковые глины имеют отчетливую ленточную слоистость. В нижней части их пыльца и споры отсутствуют или являются переотложенными. В верхних слоях толщи глин пыльца трав составляет 40—50 % от общего количества пыльцы и спор. Среди этой пыльцы господствует пыльца осок 78%. Пыльца злаков и маревых встречается в небольших количествах, а полыней — единично. Сумма пыльцы древесных пород не превышает 33%. Преобладает пыльца сосны и березы, пыльцы ели, ольхи и ивы в сумме не более 20%. Пыльца широколиственных пород отсутствует, однако пыльца орешника в некоторых слоях достигает 9%. Споры по всему разрезу составляют 35—45%, господствуют споры сфагновых и зеленых мхов; сохранность пыльцы и спор плохая. Тем не менее, не исключено, что спектры верхней части толщи, возможно, отражают уже общее потепление климата, т. е. начало соминского времени.

Осадки, слагающие камы калининского времени, развиты вдоль южных и юго-восточных границ региона. Обычно это пески сравнительно тонкого гранулометрического состава. В песках нередко наблюдаются пропластки ленточных глин. Этими осадками слагаются куполообразные и плосковерхие камы в районах к югу от городов Невеля, Пестова и в некоторых других местах.

Молого-шекснинский горизонт

Существование значительных потеплений в течение верхнего плейстоцена в Северной Европе, а также в пределах рассматриваемого региона, сопровождавшихся полным исчезновением материкового льда в Скандинавии, было установлено еще в 30-е годы (Яковлев, 1947; Москвитин, 1947; Апухтин, 1948). А. И. Москвитин второе верхнеплейстоценовое потепление назвал молого-шекснинским межледниковьем. Это крупное потепление межледникового типа, вначале не нашедшее поддержки среди широкого круга геологов, в настоящее время является широко признанным (Москвитин, 1947; Апухтин, 1948; Апухтин, Яковлева, 1961; Гричук, 1961; Никонов, 1966; В. Г. Легкова, 1967 г.; Экман, 1968; Раукас и др., 1968). Дискуссионным остается только таксономическая значимость осадков этого времени.

Некоторые исследователи связывают их с длительным и теплым соминским интерстадиалом (Вигдорчик и др., 1962).

Стратиграфическое положение молого-шекснинских (соминских) слоев в рассматриваемом регионе устанавливается достаточно отчетливо. Они лежат выше микулинских отложений и повсеместно отделяются от последних калининской (нижневалдайской) мореной и перекрыты осташковскими (верхневалдайскими) ледниковыми отложениями. За пределами распространения последних молого-шекснинские слои выходят на поверхность. Литологически это разнообразные по крупности

пески, от мелко- до среднезернистых, часто с глинистыми прослоями, но нередко осадки представлены и глинистыми, суглинистыми и супесчаными разностями. Мощность отложений колеблется, достигая в некоторых разрезах 30 м и более.

Палеонтологические данные, полученные при изучении отложений этих слоев, отражают значительное и длительное потепление климата, вызвавшее, по-видимому, полное исчезновение материкового льда в центре оледенения.

Молого-шекснинские (соминские) отложения в пределах рассматриваемой территории широко распространены и изучены в многочисленных разрезах в различных частях Ленинградской, Псковской и Новгородской областей. Они представлены континентальными и морскими фациями. Морские осадки развиты только на севере Ленинградской области — на Карельском перешейке и в Приневской низменности. На Онежско-Ладожском перешейке морские молого-шекснинские отложения выявлены пока лишь в его средней части. Южнее они сменяются континентальными фациями.

Прежде чем перейти к рассмотрению молого-шекснинских (соминских) морских отложений, развитых на северо-западе, следует отметить, что они слагают второй сверху межморенный горизонт в пределах границ распространения морены карельского оледенения (лужской стадии). Если в настоящее время установлено отсутствие морского пролива между Белым и Балтийским морями в микулинское время, то в молого-шекснинское межледниковье такое соединение существовало (Апухтин, Экман, 1967). На территории всего Северо-Запада СССР морские слои второго верхнеплейстоценового (молого-шекснинского) потепления установлены на Кольском полуострове (Апухтин, 1957; Никонов, 1966), в Карелии (Земляков, 1936; Покровская, Шарков, 1960 г.; Апухтин, Экман, 1967), в западной части Архангельской области (Апухтин, Шукин, 1967) и на Карельском перешейке (Апухтин, Яковлева, 1961).

Морские молого-шекснинские отложения залегают на различных гипсометрических уровнях, что обусловлено неровностями дна межледникового моря. Поверхность их кровли также имеет неровный характер, что, вероятно, в значительной мере связано с различной глубиной ледникового выпавивания.

На Карельском перешейке морские межледниковые отложения характеризуются остатками фауны и флоры, отражающими нормальную соленость морских вод. Во время этой морской трансгрессии центральная возвышенная часть Карельского перешейка находилась выше уровня моря, так же как и южная часть Онежско-Ладожского перешейка, что доказывается континентальным происхождением молого-шекснинских отложений в разрезах этих районов. Морские слои в средней части Карельского перешейка были вскрыты буровыми скважинами в районе оз. Нахимовского у пос. Овсяное, на берегу Финского залива у поселков Пески и Первомайское. В южной части перешейка и на Приневской низменности, кроме известных в литературе разрезов на р. Мге и у пос. Рыбацкого¹, обнаружены новые разрезы отложений в районе пос. Токсово (Малаховский и др., 1966) и в Приневской низменности (скважины 5, 6, 1470, 27а, 340, 307) (С. Р. Шевченко, Т. В. Усикова и др., 1967 г.), которые Н. И. Апухтин относит к молого-шекснинскому времени.

¹ Многие геологи (О. М. Знаменская, К. К. Марков, Н. С. Чеботарева и др.) относят мгинские слои к микулинскому межледниковью.

Наиболее высокое гипсометрическое положение морские слои занимают в районе с. Первомайского (38,6—40,4 м), близ западного склона возвышенной центральной части Карельского перешейка. Выше уровня моря они отмечены также в западной части перешейка на берегу Финского залива у с. Пески и в разрезах по р. Мге. Обычно же эти слои лежат ниже уровня моря.

По литологическому составу это, как правило, супеси, суглинки, алевроитовые и плотные глины и реже пески глинистые и пылеватые. К пескам, залегающим на глинистой толще, приурочен Полюстровский водоносный горизонт. Осадки окрашены в темно-серые и серые цвета, иногда с зеленоватым оттенком. При большом наличии гумуса глинистые отложения приобретают почти черный цвет и сильный запах сероводорода.

В пос. Овсяное морские молодого-шекснинские отложения представлены глинистыми песками с гравием и галькой мощностью всего 1 м при залегании на глубине 45,5 м. В глинистых песках обнаружен комплекс диатомовых литоральной зоны: *Melosira sulcata* Grun., *Hyalodiscus scoticus* (Ktz.) Grun., *Coscinodiscus* sp. sp., *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs (осколки), *Rhabdonema* sp. (*arcuatum*) (Lyngb.), *Grammatophora* sp. (септы), *Diploneis* sp. (*didimä*) (осколки), *Pinnularia* sp. (осколки), *Epithemia turgida* (Ehr.) Ktz., *Campylodiscus echeneis* (Ehr.) (осколки).

В разрезе у пос. Пески пластичные сизовато-серые глины характеризуются следующим составом диатомовых: *Hyalodiscus scoticus* (Ktz.) Grun., *Thalassiosira gravida* Cl., *Actinocyclus ehrenbergii* var. *crassa* (W. Sm.) Hust., *Actinoptychus undulatus* (Bail) Ralfs, *Coscinodiscus lacustris* Gr., *Chaetoceros affinis* (покоящиеся споры), *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Rh. minutum* Ktz., *Grammatophora arcuata* Ehr., *Gr. arctica* Cl., *Thalassionema nitzschiodes* Grun. *Synedra kamtschatica* Grun., *Synedra tabulata* (Ag.) Ktz., *Cocconeis costata* Greg., *C. scutellum* var. *parva* Grun.

Морские и солоноводные формы встречаются с оценкой «единично» и лишь спикулы губок имеют оценку «часто». Морской генезис осадков доказывается также и наличием обломков кремневых жгутиковых, среди которых установлены *Distephanus speculum* (Ehr.) Haeckel и *Dictiocha fibula* Ehr.

Изучение пыльцы и спор из глин и песков этих разрезов показало в них господство пыльцы древесных пород, среди которой пыльца березы составляет 38—60%, пыльца ольхи 22—38%, пыльца сосны до 25%. Количество пыльцы ели не превышает 2—3%. Несмотря на то, что эти разрезы изучены палинологически недостаточно, можно сделать вывод о том, что климат времени формирования осадков был не холоднее современного.

На востоке центральной части Карельского перешейка, у пос. Денисово, морские молодого-шекснинские (соминские) слои вскрыты на глубине 39,0 м. Они характеризуются, по данным Е. С. Малясовой, спектрами преимущественно лесного типа и связываются ею с началом межледниковья. Среди древесных пород преобладает пыльца березы (30—50%) и ольхи (10—60%). Максимумы пыльцы этих пород приурочены к глубинам 76—87 и 21—55 м. В интервале 56—75 м пыльца ели достигает 32%, сосны 40%.

По всему разрезу отмечены единичные пыльцевые зерна широколиственных пород. Лишь в образце с глубины 86 м количество пыльцы широколиственных пород резко увеличивается: пыльца граба составляет 2%, вяза 5% и орешника 8%. Среди травянистой пыльцы господствует пыльца маревых и полыней, а также отмечается пыльца эфед-

ры. Морской генезис отложений подтверждается наличием в них морских диатомовых. В глинах на глубине от 40 до 60 м обнаруживаются следующие морские диатомовые («единично» и «редко»): *Thalassiosira gravida* Cl., *T. sp.*, *Thalassionema nitzschioides* Grun., *Chaetoceros* (споры), *C. seiracanthus* (Grun.), *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., *Podosira sp.*, *Actinocyclus sp.*, *A. ehrenbergii* Ralfs., *Coscinodiscus perforatus* Ehr., *C. lacustris* Grun., *Actinoptychus sp.*, неопределимые обломки морских *Centrales*, *Grammatophora arcuata* Ehr., *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* Grun., *Rhaphoneis minutum* Ktz., *Synedra tabulata* (Ag.) Ktz., *Trachyneis aspera* (Ehr.) Cl., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Ktz., *Rhabdonema sp.*, *Stephanodiscus sp.*

К начальной фазе развития межледниковья относятся, вероятно, также и осадки с ритмичной слоистостью ленточного типа, вскрытые скважинами 13, 27а, 340, 307, 1470, 163, 16, 343, к северу от Ленинграда. Они отнесены Т. В. Усиковой и Е. С. Малясовой к озерно-ледниковым отложениям московского времени или к верхневолжскому интерстадиалу калининского оледенения. Между тем, эти отложения характеризуются следующими морскими формами диатомовых, с преобладанием морских и солоноводных видов, число которых достигает 26: *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grun., *Thalassiosira gravida* Cl., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun., и пресноводных: *Cocconeis disculus* (Schun.) Cl., *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta* A. Gl. Здесь отмечаются также в меньшем количестве и холодолюбивые пресноводные формы: *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *Cyclotella bodanica* Eulenst., *Opephora martyi* Herib., *Cocconeis disculus* (Schun.) Cl., *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta* A. Gl., *Navicula scutelloides* W. Sm. По данным палинологических исследований в этих осадках господствует пыльца древесных пород, в основном берез. Среди пыльцы трав преобладают польины, среди споровых — споры зеленых и сфагновых мхов.

Оптимум межледниковья отражают слои с остатками малакофауны в разрезах у с. Рыбацкого, на р. Мге, у с. Синявино и других пунктах, имеющие более теплую палинологическую характеристику, чем отложения его начальной фазы. На это время падает и максимум развития морской трансгрессии. Впервые разрез морских отложений молодого-шекснинского времени был открыт Н. В. Потуловой в 1921 г. Этот разрез расположен к востоку от Ленинграда на р. Мге, выше железнодорожного моста около с. Горы. Здесь сверху вниз обнажаются:

1. Надморенные пески	2 м
2. Надморенные ленточные глины	5—6 "
3. Верхняя красно-бурая валунная суглинистая морена	8 "
4. Слоистые (ленточные) пески	5 "
5. Черные битуминозные глины с остатками морской фауны, которые книзу переходят в песчанистые зеленовато-серые глины	13 "
6. Ленточные глины	5,45 "
7. Нижняя валунно-суглинистая морена. Вскрытая мощность	1,25 "

В черных глинах Н. В. Потуловой найдены остатки и целые раковины *Yoldia arctica* Grey, *Y. arctica* subsp. *aestuariorum* Moss., *Tellina calcarea* Chem., *Cardium ciliatum* Fabg., *C. edule* L., *Mytilus edulis* L., *Anomya ephippium* L. и *Littorina littorea* L.

В слоях, содержащих остатки морской фауны обнаруживается в большом количестве пыльца широколиственных пород — дуба, вяза, граба, липы и орешника. Вверх и вниз по разрезу количество пыльцы широколиственных деревьев уменьшается и увеличивается количество пыльцы мелколиственных и хвойных пород. Таким образом, здесь наблюдается полный цикл изменения климата межледниковья от субарк-

тического к умеренному и снова к субарктическому. Черные битуминозные глины отлагались в период климатического оптимума.

Благодаря выносу пыльцы ольхи, которой очень много, из состава древесных палинологические спектры мгинских отложений получились весьма сходными со спектрами микулинских слоев в с. Микулине (Гричук, 1961; Черемисинова, Знаменская, 1962 и др.).

Однако возраст мгинских слоев, отражающий климатический оптимум $47\,400 \pm 1400$ по раковинам и $36\,500 \pm 1000$ по гумусу, оказался значительно моложе времени оптимальных климатических условий накопления осадков бореальной — (земской) трансгрессий микулинского межледникового.

Климатический оптимум межледникового, во время которого формировались земские слои, сопоставляемые с отложениями бореальной трансгрессии, датируется 120 000 лет, а конец межледникового — около 70 000 лет (Rosholt а. о., 1961 г.). Абсолютные датировки, полученные радиоуглеродным методом, свидетельствуют о более молодом возрасте мгинских отложений, соответствующих молого-шекснинскому межледниковью.

Следует сказать, что в пределах Приневской низменности и южной части Карельского перешейка, которые являлись зоной интенсивного размыва в позднеледниковое время, стратиграфическое положение молого-шекснинских (соминских) слоев менее четкое, чем в средней части Карельского, а также в центральной и южной частях Онежско-Ладожского перешейков. Однако и здесь в отдельных местах, например в разрезе оз. Хеппо-ярви и у с. Синявино (скв. 7), выше этой толщи залегают морены осташковского и карельского оледенений (см. рис. 43).

Континентальные отложения молого-шекснинского (соминского) времени устанавливаются в разрезах центральной возвышенной части Карельского перешейка, на юге Онежско-Ладожского перешейка и на всей остальной территории, не покрывавшейся водами онежской (мгинской трансгрессии). Наиболее полно они представлены в скв. 221 на горе Майской¹.

Здесь на абсолютной высоте 143 м под верхней (осташковской) мореной и песками на глубине от 9,3 до 12,3 м залегает автохтонный заиленный торф с включениями вивианита. Ниже, до подстилающей морены, лежащей на глубине 34 м, развиты мелкозернистые коричневато-серые однородные пески.

Торф и подстилающие пески заключают споры и пыльцу преимущественно древесных пород, составляющую 58—80% от общего состава пыльцы и спор. Среди пыльцы древесных господствует пыльца сосны. Количество пыльцы березы достигает на отдельных интервалах 35—40%. Пыльца ели встречается в несколько меньшем количестве. Пыльца ольхи по всей толще колеблется от 10 до 25—35% и лишь в низах толщи торфа резко возрастает до 108%. Также ведет себя и пыльца орешника, количество которой в торфе на этой же глубине (11—12 м) достигает 97,0%. В подстилающей песчаной толще почти на всех глубинах присутствует пыльца *Betula nana* L. — от 2—3 до 18%. В торфе отмечаются лишь отдельные пыльцевые зерна этого вида березы. Пыльца широколиственных пород спорадически присутствует по всему разрезу в незначительном количестве и только в торфе достигает 15—28% от суммы пыльцы древесных пород с учетом исключения из их состава пыльцы ольхи и орешника. Пыльца трав занимает подчиненное положение (8—20%). Споры встречаются повсеместно от 20 до 40% и лишь

¹ Верхний слой межледниковых отложений на горе Майской Л. Ф. Соколова и Е. С. Малясова относят к микулинскому межледниковью.

на глубине 16—17 м количество их достигает 60%. Местами отмечены споры *Botrychium*.

Карпобогические исследования показали, что большинство видов растений, составляющих торф, произрастают в этом районе и в настоящее время, и лишь в нижних его слоях были встречены вымершие виды, такие, как *Lycopus intermedius* D o g o f. и некоторые другие. В толще песков и особенно в торфе встречена богатая пресноводная диатомовая флора.

На юге Онежско-Ладожского перешейка, за пределами распространения морены карельского ледника, в разрезе окрестностей г. Подпорожья континентальные отложения молодого-шекснинского (соминского) времени залегают на морене калининского ледника и покрываются осташковской мореной. В аналогичных условиях эти осадки лежат и в разрезе скв. 23 на р. Тукше.

В районе г. Подпорожья они вскрыты шестью скважинами на различных глубинах и в некоторых местах выходят на поверхность по берегам рек. Наибольшая глубина их залегания здесь 26 м. По составу осадки разнообразны, обычно песчанистые.

В разрезе по р. Тукше молодого-шекснинские глины также залегают между осташковской и калининской моренами. Глинистые слои здесь характеризуются спектрами лесного типа. Среди древесной пыльцы преобладают попеременно пыльца березы, сосны и ели. Количество пыльцы хвойных на глубине 57,5—50,0 м достигает 30%. Выше, на глубине 44,7—48,0 м количество пыльцы ели снижается до 15%. Пыльца широколиственных пород — граба, дуба, вяза и липы — встречается по всему разрезу — до 1—2% от состава древесной пыльцы. Пыльца орешника в некоторых образцах достигает 10%. Среди пыльцы трав, количество которой не превышает 20—25%, преобладает пыльца злаков и полыней. На глубине 53,5 и 57,5 м обнаружена пыльца водных растений *Nimphaea* sp. и *Alisma* sp.

Среди спор преобладают споры зеленых мхов.

К юго-западу от описанных разрезов южной части Онежско-Ладожского перешейка молодого-шекснинские (соминские) слои вскрыты скважиной в районе ст. Пикалево в разрезе горы Масляной, на северном склоне глинта. Здесь под 24-метровой толщей осташковской морены залегают 30-метровая толща переслаивания глинистых и песчанистых озерных отложений. Осадки характеризуются спектрами лесного типа. Среди древесной пыльцы, содержащейся в количестве 60—80%, господствует пыльца березы. В несколько меньшем количестве содержится пыльца сосны и ели. На отдельных интервалах количество последней достигает до 20 и до 90%. Пыльца широколиственных пород, среди которой преобладает пыльца липы, отмечена по всему разрезу в количестве до 9—10%. По всей толще обнаруживаются споры *Osmunda*, *Selaginella selaginoides* (L.) Link. и *Botrychium boreale* M i l d e. Диатомовые в этом разрезе обнаружены не были.

На юго-востоке региона отложения второго верхнеплейстоценового потепления наиболее полно были описаны И. В. Котлуковой, которая рассматривала их как межстадиальные соминские образования (1961). Во всех случаях эти песчано-глинистые осадки, достигающие мощности 24,5—31 м, отлагались в теплых климатических условиях. Их спорово-пыльцевые спектры, принадлежащие лесному типу, отражают господство среди древесных пород березы (до 50%) и участие широколиственных пород в отдельных случаях до 16% (скв. 7161 к востоку от ст. Хвойная, Октябрьской ж. д.). По всей толще отмечается присутствие спор папоротника *Osmunda*.

На западе Ленинградской области молого-шекснинские (соминские) аллювиально-озерные темно-серые суглинки вскрыты на глубине 74,0—87,3 м в скв. 15 у оз. Бабинского. Они имеют сравнительно холодную палинологическую характеристику, сохраняющую, однако, лесной тип. Пыльца древесных пород составляет 50—55%, трав 10—20% и споры 20—35%. Среди древесной пыльцы господствует береза от 40 до 70%, ольха составляет 20—30%, сосна 5—20% и ель до 5%. Количество пыльцы широколиственных пород не превышает 2%, орешника 12%.

На Юго-востоке Судомской возвышенности у д. Карушино (Шульц, и др., 1963) скв. 3 вскрыла три межморенные толщи. Все они характеризуются спектрами лесного типа. Верхняя мощностью 6 м относится к молого-шекснинскому межледниковью (Апухтин, 1967).

Заканчивая рассмотрение молого-шекснинских (соминских) отложений, интересно отметить некоторую закономерность изменения содержащихся в них спорово-пыльцевых комплексов. Намечается, что разрезы, расположенные на северо-востоке и востоке рассматриваемого региона, заключают большее количество пыльцы теплолюбивых пород, чем осадки разрезов, расположенных на западе и северо-западе региона. Исключением являются лишь разрезы морских межледниковых отложений у пос. Рыбацкого, на р. Мге.

Отложения молого-шекснинского межледниковья в последнее время выявлены на территории Ярославского Поволжья, в Эстонии и Северной Финляндии. Сейчас уже получены материалы об абсолютных датах осадконакопления в новых разрезах. Они, как и мгинские слои, датируются в Ярославском Поволжье у г. Кашина 41 000 ± 400 лет тому назад, у пос. Шестихино в 49 000 лет (устное сообщение И. И. Краснова), в районе Карукюля на юго-западе Эстонии от 50 000 до 33 000 лет назад (Раукас, Серебрянный, Пуннинг, 1968) и в Северной Финляндии от 48 000—33 000 лет тому назад (Korpela, 1962).

Осташковский горизонт

В настоящее время осташковский горизонт разделяется на два подгоризонта — вепсовский и лужский¹, морены которых многие исследователи (Яковлев, 1956; Апухтин, Яковлева, 1961; Экман, 1968 г.) относят к самостоятельным оледенениям — осташковскому и карельскому.

Эти морены отделены континентальными и морскими осадками с достаточно теплой палинологической характеристикой, известными в литературе под названием плюских межстадиальных или онего-озерских межледниковых слоев. Осташковская морена к югу и юго-востоку от карельских (лужских) конечных морен имеет широкое распространение, слагая водораздельные возвышенные пространства в пределах всей рассматриваемой территории.

Морена осташковского оледенения широко развита в средней и южной частях описываемого района. По периферии ее распространения наблюдается мощная полоса краевых образований, известная под названием Валдайской гряды. Краевой комплекс прослеживается от границ Белоруссии до левобережной части бассейна р. Свири, откуда, круто поворачивая к югу, уходит за пределы рассматриваемого региона.

Как показало изучение направлений сноса ледниковых валунов,

¹ Крестецкий надвиг рассматривается как локальная осцилляторная подвижка ледникового края. Выделен в основном по геоморфологическим данным. Межстадиальные слои между крестецкой и вепсовской моренами пока достоверно не установлены.

распространение этого оледенения сильно зависело от рельефа и двигалось оно тесно взаимодействовавшими, но обособленными потоками, следовавшими из Южной Финляндии по впадинам Чудского озера и р. Великой в меридиональном направлении, из района Выборга к невской депрессии в юго-восточном направлении, из Юго-Восточной Финляндии и Юго-Западной Карелии по впадине Ладожского озера и далее по низине Волхова и Ловати, а также рек Паши и Сяси (С. В. Яковлева, 1966 г.).

Наиболее мощным был Чудской поток, проникший на левобережье р. Западной Двины за пределы Псковской области. Невский поток в условиях сложного рельефа двигался к юго-востоку до смыкания с ладожским языком, который проникал по Ловатской впадине до г. Невеля, меняя при этом направление на юго-западное.

Осташковским конечноморенным образованиям посвящена обширная литература, в связи с чем здесь нет необходимости повторять их описание. Нужно лишь сказать, что конечные морены, отнесенные по геоморфологическим данным Н. Н. Соколовым к вепсовской и крестецкой стадиям валдайского ледника, могут быть выделены лишь на отдельных участках в пределах Валдайской возвышенности, между городами Невелем и Тихвином.

В некоторых разрезах (Вигдорчик, 1962), расположенных в непосредственной близости к Валдайской гряде, морены вепсовского и крестецкого надвигов разделяются ленточными глинами и флювиогляциальными песками, т. е. осадками межосцилляторного характера.

В других частях региона слои, отделяющие морены вепсовского и крестецкого надвигов, не могут считаться установленными (Апухтин, Краснов, 1967).

В пониженных частях рельефа морена перекрывается более молодыми отложениями, в основном озерно-ледникового и озерного происхождения. Мощность морены непостоянна, на возвышенных водораздельных равнинах она колеблется от 3 до 10 м, реже до 15 м, а в пределах погребенных долин нередко возрастает до 40 м и более.

Литологический состав морены крайне неоднороден. Отмечаются все разности: от валунных глин до песчано-валунных и валунно-галечных отложений. Цвет морены в значительной мере зависит от окраски подстилающих пород. Количество крупнообломочного материала, включенного в морену, также непостоянно, в среднем 8—12%. Валуну представлены кристаллическими архейскими и протерозойскими, а также осадочными палеозойскими породами.

В Приильменской низменности и на северном склоне Карбонового плато, в его юго-западной части, по данным Д. Б. Малаховского и М. Е. Вигдорчика, отмечаются валуны гранитов рапакиви, плагиомикроклиновых гранитов, биотитовых, двуслюдяных и гранатовых гнейсов, а также биотитовых и зеленых сланцев, диабазов и габбро-диабазов. Обломки палеозойских пород представлены известняками, песчаниками девона и карбона. Размеры обломков от 2—5 до 30 см, но часто встречаются валуны до 1 и 1,5 м в поперечнике. В морене отмечаются крупные отторженцы палеозойских пород (известняков ордовика, девонских песков, песчано-глинистых пород нижнего карбона и других) размером до 5 м и более в поперечнике, которые особенно часто наблюдаются в бассейнах рек Поломети, Ловати и на склонах Валдайской возвышенности, например к северу от ст. Ефимовская и в районе ст. Угловка и в других местах.

В пределах Волховской низины и долины р. Шелони эта морена перекрывается на больших площадях осадками плюсского межстадиала

(онегоозерского межледниковья) и водными осадками времени лужского (карельского) надвига.

В западной части Ленинградской и северной части Псковской областей литологический состав морены меняется от валунных супесей до валунных глин. Цвет морены обычно темно-серый, зеленоватый, реже с коричневатым оттенком. Валуны в морене представлены как фенноскандскими кристаллическими, так и местными породами палеозоя. Гранулометрический и минералогический состав морены почти не отличается от состава морен более древнего возраста, сохранившихся в этом районе. По данным Э. Ю. Саммета, осташковская морена чаще всего вскрывается скважинами в Принарвской низменности (скважины 16-Горки, 17-Орлы, 1194 в устье р. Луги и скв. 15 к востоку от этой реки у оз. Бабинского. Мощность морены варьирует в широких пределах — от 1,2 до 55 м.

В некоторых разрезах на территории Псковской низины Э. Ю. Саммет выделяет морену крестецкой стадии. Но эта морена залегает или на дочетвертичных породах, или на водно-ледниковых отложениях, подстилающихся дочетвертичными породами, поэтому принадлежность ее к крестецкой стадии не может считаться доказанной. Кроме того, верхнюю морену в этом районе, распространенную в проксимальном направлении от лужских краевых образований, следует связывать с лужской стадией, если нет прямых доказательств ее более древнего возраста.

Флювиогляциальные отложения в виде зандровых шлейфов прилегают к дистальным склонам осташковского краевого ледникового комплекса и занимают обширные площади к востоку от г. Пикалево и ст. Анциферово, Северной ж. д., а в основном уже за пределами рассматриваемого региона. В проксимальном направлении от осташковских конечных морен флювиогляциальные осадки слагают многочисленные радиальные и маргинальные озы, которые чаще всего встречаются к юго-западу от оз. Ильмень, между реками Ловатью и Шелонью, а также в средней части бассейна р. Мсты в районе между станциями Окуловка и Малая Вишера. В пределах холмистой краевой зоны осташковского ледника флювиогляциальные осадки выполняют долины стока талых ледниковых вод и слагают флювиогляциальные дельты и незначительные по размеру зандровые поля. Обширные зандры развиты в юго-западной части региона, между городами Себеж и Великие Луки. Меньшие площади эти образования занимают в средней части бассейна р. Сяси и в верхнем течении р. Ояти.

Флювиогляциальные отложения по гранулометрическому составу весьма разнообразны — от валунно-галечных до мелкозернистых песков. Мощность осадков, слагающих озы, определяется высотой этих форм, а в пределах развития зандров редко превышает 6—8 м.

Озерно-ледниковые отложения ленточного типа — глинистого, суглинистого и песчаного состава, слагают равнины-днища и террасы приледниковых озер, занимающих большие площади к северо-западу и к северу от проксимальных склонов осташковских конечных морен. Особенно широко развиты они в западной части района к югу от Пушкинских гор, в верхней и средней частях бассейна р. Ловати и в пределах Мстинской низменности, где мощность их достигает 10—25 м. Немного менее развиты они в районах к востоку от ст. Малая Вишера, в верхней части бассейна р. Сяси и на юге Онежско-Ладожского перешейка. К северу от указанных районов озерно-ледниковые отложения осташковского времени перекрываются нередко более молодыми озерно-ледниковыми слоями, не всегда отделяясь от последних отложениями плюсского интерстадиала с теплой палинологической характеристикой.

В этих случаях расчлениить разновозрастные отложения приледниковых озер не представляется возможным.

В пределах границ распространения морены карельского оледенения (лужской стадии) осташковские озерно-ледниковые слои залегают под карельской (лужской) мореной. Они были отмечены Э. Ю. Самметом (Шмаенок, Саммет, 1962 г.) в разрезах буровых скважин в Принарвской низменности, в районе Лужской губы и у ст. Котлы. Здесь это алевроитовые слюдястые суглинки и глины ленточного типа, минеральный состав которых очень близок минералогической характеристике подстилающей морены. Мощность отложений, как правило, 1,8—4,5 м.

Онегоозерские межледниковые (плюсские межстадиальные) слои

Стратиграфически выше морены и водно-ледниковых осадков осташковского ледника лежат различные по генезису отложения с тепловой палинологической характеристикой. Условия залегания их неодинаковы на территории рассматриваемого региона. В проксимальном направлении от карельских (лужских) конечных морен они покрыты слоем ледниковых отложений, в то время как в дистальном выходят на дневную поверхность или перекрываются водно-ледниковыми отложениями карельского оледенения (лужской стадии).

На севере рассматриваемой территории это осадки преимущественно морского происхождения. В более южных районах Ленинградской области, а также в Псковской и Новгородской областях это обычно озерные и озерно-аллювиальные образования.

Стратиграфическое положение слоев особенно отчетливо вырисовывается на Карельском и в южной части Онежско-Ладожского перешейков, где сохранились наиболее полные многослойные разрезы, отражающие историю геологического развития региона в течение этого отрезка времени. В литературе, посвященной четвертичным отложениям Карелии, Кольского полуострова, северных частей Ленинградской и северо-западной части Вологодской областей, эти слои известны под названием онегоозерских межледниковых (Апухтин, Экман, Яковлева, 1967; Апухтин, Краснов, 1967).

На Карельском перешейке онегоозерские (плюсские) слои представлены глинами, илами, тонкозернистыми песками, гравием и галечниками. Они вскрыты многочисленными скважинами под верхней (карельской) мореной, располагаясь на различных абсолютных высотах от 45 до 74 м. Впервые здесь эти слои были описаны Э. Хюппя в 1937 г. в карьере Кирилловского кирпичного завода. Э. Хюппя отмечает, что в этом разрезе наряду с пресноводными видами диатомовых обнаружены морские и солоноватоводные *Thalassiosira gravida* Cl., *Chaetoceros* sp., *Coscinodiscus* sp. (осколок), *Mastogloia braunii* Grun. и др.

Палинологические исследования кирилловских глин производились К. Мельдером, установившим однородный состав флоры. Пыльца встречается в большом количестве, но некоторые пробы были совершенно стерильны. В глинах обнаружена пыльца березы (70—75%), ольхи (15—20%) и немного сосны, ели и орешника. Сопоставляя пыльцевые спектры Кирилловского карьера, разреза на р. Мге, в Раухиале и Хяйри под Выборгом, Э. Хюппя приходит к выводу, что все эти осадки, по-видимому, относятся к одной серии, но, учитывая некоторое различие климатических условий, их надо считать не вполне синхронными.

К юго-востоку от пос. Кирилловское, в разрезе у с. Первомайского, где слои занимают наиболее высокое гипсометрическое положение, в них обнаружены следующие виды солоноватоводных диатомовых:

Melosira sulcata (Ehr.) Ktz., *Hyalodiscus scoticus* (Ktz.) Grun., встречены обломки *Hyalodiscus* sp., *Thalassiosira gravida* Cl., *Coscinodiscus* sp., *C. divisus* Grun., *C. perforatus* Ehr., *C. lacustris* var. *septentrientalis* Grun., *Coscinodiscus* sp. sp., *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs. A. sp., *Chaetoceros mitra* (Bail) Cl., *Chaetoceros* (споры), *Cocconeis scutellum* var. *parva* Grun., *Thalassionema nitzschioides* Grun., *Rhabdonema minutum* Ktz., *R. arcuatum* (Lyngb.) Ktz., *Rhabdonema* sp. (септа), *Grammatophora* sp.; *Synedra kamtschatica* Grun., *S. tabulata* (Ag.) Ktz., *Diploneis bombus* Ehr., *D. smithii* (Bréb.) Cl., *Distephanus speculum* (Ehrbg.) Haeckel, *Ebris* sp. Были найдены также обломки *Silicoflagellatae*, пресноводные и пресноводно-солонатоводные *Pinnularia lata* (Breb.) W. Sm., *P. viridi* var. *intermedia* Cl., *Melosira scabrosa* Cestr., *Cocconeis disculus* (Schum.) Cl., *Campylodiscus noricus* Ehr., *Eunotia praerupta* var. *inflata* Grun., *Epithemia sorex* Ktz., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun.

Местами онегозерские (плюсские) слои на Карельском перешейке выходят в результате эрозии на дневную поверхность, как, например, у с. Овсяного на берегу оз. Нахимовского. Реликтами размытой морены, покрывающей межледниковые слои, здесь являются многочисленные валуны, лежащие на их поверхности. Мощность морских отложений у с. Овсяное достигает 37 м. В верхней части слоев в тонкозернистых глинистых песках до глубины 35 м постоянно встречаются как целые панцири диатомовых, так и обломки их с оценкой «единично». Здесь отмечены пресноводные и пресноводно-солонатоводные виды *Melosira*, *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun., *Pinnularia*, а также морские виды *Grammatophora* и *Rhabdonema*.

На глубине 35—36 м обнаружено 20 видов диатомовых: *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *M. sulcata* (Ehr.) Ktz., *Hyalodiscus scoticus* (Ktz.) Grun., *Thalassiosira gravida* Cl. (осколки спор), *Coscinodiscus* sp. (осколки), *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs., *Chaetoceros* sp. (споры), *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Ktz., *Grammatophora oceanica* (Lyngb.) Ktz., *Plagiogramma staurorum* (Greg.) Heib., *Synedra tabulata* (Ag.) Ktz., *Thalassionema nitzschioides* Grun., *Eunotia* sp. (осколки), *Cocconeis acutellum* Ehr., *Mastogloia smithii* var. *amphicephala* Grun., *Diploneis smithii* (Breb.) Cl., *D. smithii* (Breb.) Cl. (осколки), *Epithemia turgida* (Ehr.) Ktz., *E. zebra* var. *porcellus* (Ktz.) Grun., *Silicoflagellatae* (осколки).

Все перечисленные виды встречаются единично, кроме *Grammatophora oceanica* (имеющего оценку «часто»), а также *Rhabdonema arcuatum* и спор *Chaetoceros* («редко»). В этом же районе на берегу оз. Глубокого в глинах, переходящих кверху в тонкие пески с реликтами размытой морены на их поверхности, морской комплекс диатомовых представлен единичными экземплярами *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Ktz., *Grammatophora* sp., *G. arcuata* Ehr., *Hyalodiscus scoticus* (Ktz.) Grun., *Thalassiosira gravida* Cl. (редко), *Chaetoceros* sp. (споры) *Rhaphoneis surirella* (Ehr.) Grun., *Trachyneis aspera* (Ehr.) Cl., *Thalassionema nitzschioides* Grun., неопределимые обломки морских *Centrales*.

В западной части Карельского перешейка, в окрестностях оз. Кравица (скв. 211), морские онегозерские (плюсские) слои также выведены эрозией на поверхность.

Отсутствие хорошо сохранившейся морены, перекрывающей морскую толщу, дало основание Л. Ф. Соколовой отнести морские осадки к образованиям 1-го иольдиевого моря. Однако такой трактовке возрастa отложений противоречит их теплая палинологическая характеристика (рис. 47) и большая соленость воды, не свойственная иольдиево-

му морю. Кроме того, эти морские слои здесь прослежены до бортов впадины, в которой расположено оз. Красавица, где отчетливо видно залегание морской толщи под слоем верхней морены.

На юге Карельского перешейка верхние подморенные морские слои вскрыты в разрезах скважин 64, 150 и многих других (материалы Т. В. Усиковой). Наиболее богатые комплексы диатомовых обнаружены в разрезах скважин 64, 61, 62 в районе Юкковской возвышенности. Здесь было определено до 70 морских, солоноватоводных и пресноводных видов. Морские и пресноводные формы встречаются почти в равных

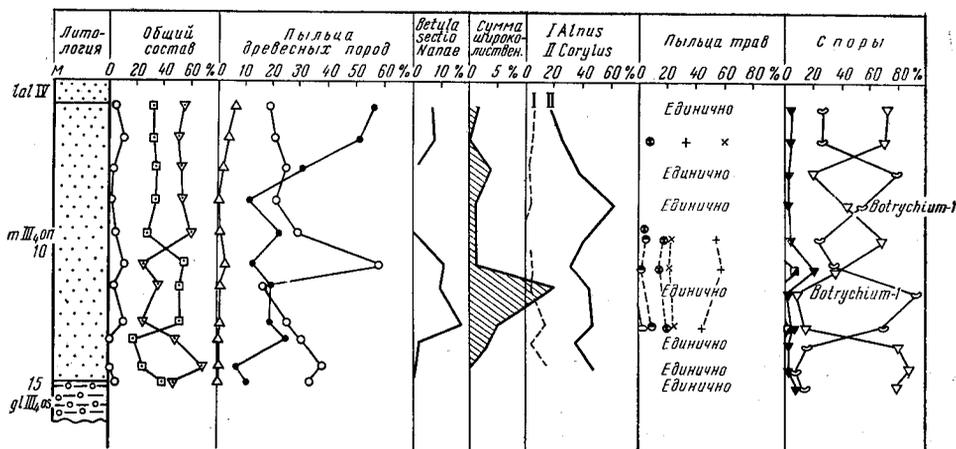


Рис. 47. Спорово-пыльцевая диаграмма морских отложений онегозерского межледниковогоья. Материалы Л. Ф. Соколовой, интерпретация возраста отложений Н. И. Апухтина (1969 г.)

Условные обозначения см. рис. 38

количествах: морские — *Thalassiosira gravida* Cl. и *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* Grun., комплекс пресноводных представлен холодолюбивыми формами — *Melosira scabrosa* Cestr., *Tetracyclus lacustris* Ralfs., *Meridion circulare* Ah., *Cocconeis disculus* var. *diminuta* Sheshukova, *Eunotia praeurupta* Ehr., *Navicula amphybola* Cl., *Pinnularia lata* (Breb.) W. Sm., *P. borealis* Ehr., *Cymbella sinuata* Greg., *Amphera ovalis* Kütz. и др.

По данным Е. С. Малясовой, описываемые слои в южной части Карельского перешейка и Приневской низменности, характеризуются спектрами лесного типа. Нижняя часть толщи состоит из слоев с господством пыльцы березы, полыней и спор зеленых мхов, а также слоев с преобладанием пыльцы березы и сосны, полыней и спор зеленых мхов и реже папоротников. В средней части толщи среди древесной пыльцы господствует пыльца ели, сосны и березы, среди пыльцы трав — пыльца полыней, а среди спор — споры зеленых, сфагновых мхов и папоротников. Верхи толщи характеризуются такими же спектрами, как и ее нижняя часть¹.

¹ Т. В. Усикова плюсские (онегозерские) слои относит к озерным отложениям нового — охтинского межстадиала, ошибочно принимая покрывающую их лужскую морену за образования невской стадии. Невская осцилляторная морена отсутствует в срединной части Карельского перешейка, так как ледниковые языки во время невского надвига выполняли лишь впадины и прибрежные части Финского залива и Ладожского озера.

К онегоозерскому (плюсскому) времени относится также верхняя межморенная толща, вскрытая скв. 1 у подножия Токсовских камов в районе оз. Хеппо-ярви. Она сложена здесь песками, которые лишь в верхней части сменяются глинистыми осадками. Общая мощность толщи около 21 м. Эти отложения характеризуются спектрами лесного типа с содержанием пыльцы широколиственных пород до 10%. Исследования показали, что диатомовая флора представлена здесь крупными чистыми осколками створок диатомовых, причем около 30% из 35 обнаруженных видов и разновидностей являются морскими и пресноводно-солончатководными. Все диатомовые отмечаются с оценкой «единично». С. С. Горшкова не сделала определенных выводов о генезисе описываемых отложений.

Еще более теплую палинологическую характеристику описываемые слои имеют у с. Синявино на юго-западном побережье Ладожского озера (рис. 48*). Сумма широколиственных пород здесь достигает 16—18%. Среди них отмечены *Carpinus betulus*, *Tilia cordata*, *Ulmus campestris* + *U. scabra*, *Quercus robur* + *Q. petraea*.

Несмотря на теплую характеристику осадков и выразительность спектров, Д. Б. Малаховский относит их к озерно-ледниковым отложениям. Следует отметить, что онегоозерские слои в центральной части Онежско-Ладожского перешейка, за пределами рассматриваемого региона, характеризуются также теплыми пыльцевыми спектрами (Апухтин, Экман, 1967).

Интересно, что так же, как и в нижней межморенной морской толще, относящейся ко времени онежской трансгрессии (молого-шекснинскому межледниковью), в рассматриваемых верхних межморенных слоях остатки малакофауны обнаруживаются сравнительно редко. Они отмечены Л. Ф. Соколовой в разрезе скв. 25/40 (в средней части Карельского перешейка у с. Красносельского), где морские слоистые темноцветные суглинки содержат раковины *Portlandia arctica* Гау, *Macoma calcarea* (С h e m n.), *Mytilus edulis* L.

В Центральной части Онежско-Ладожского перешейка, расположенной за пределами рассматриваемой территории, онегоозерские (плюсские) слои также имеют преимущественно морское происхождение.

На юге этого перешейка, за границей распространения карельской морены, эти слои выходят на дневную поверхность. Они отмечаются в бассейнах Свири и Ояты, где представлены темно-серыми суглинками, супесями и песками озерного и реже морского происхождения (Апухтин и др., 1967). Для суглинков характерны запах сероводорода и включения мелких гнезд вивианита. Мощность осадков здесь колеблется от 7 до 21 м. Эти отложения имеют также теплую палинологическую характеристику. Содержание пыльцы широколиственных пород в них, как правило, больше 7—8%. К юго-западу от Онежско-Ладожского перешейка онегоозерские или плюсские слои были обнаружены к северу от ст. Пикалево, в разрезе Масляной горы. Осадки залегают на поверхности, на высоте около 182 м. Толща сложена горизонтально-слоистыми супесями и песками мощностью 16 м. В нижней части толщи на глубине от 10 до 16 м содержание пыльцы древесных пород не превышает 48%. В верхней части пыльца древесных пород становится господствующей.

Пыльца березы составляет 40—65%, сосны 20%, ели 10—20%, местами до 30%. Количество пыльцы ольхи меняется от 4 до 20% и орешника от 1 до 20%. Пыльца широколиственных пород — вяза, липы, дуба и граба не превышает 5%. В верхах толщи пыльца трав встречается единично. Среди споровых отмечены единичные споры *Osmunda*. Исследование диатомовых показало, что в осадках содержится небогатый

смешанный комплекс диатомовых, среди которого единичные створки морских обнаруживаются лишь в средней части разреза.

Онегоозерские (плюсские) слои, не перекрытые мореной, развиты также в бассейне р. Волхова, в Приильменской низменности и у подножия Валдайской возвышенности. В Приволховской низине эти осадки вскрыты в разрезах у д. Пчева¹, а также у подножия Валдайской гряды у д. Ручей. В районе ст. Будогощь на левом берегу р. Оской они описаны Л. П. Соколовым (Мокриенко, Соколов и др., 1966 г.). Всюду это суглинки или тонкозернистые пески, которые местами перекрываются немymi озерно-ледниковыми отложениями, возникшими у края карельского ледника, или же более молодыми органогенными образованиями и аллювием.

Для палинологической характеристики песчаной толщи можно привести данные по разрезу у д. Пчевы, где спектры имеют лесной тип, не свойственный осадкам приледниковой зоны. Среди пыльцы древесных пород пыльца сосны составляет 40—50%, березы 25—38%, ольхи 10—20% и ели от 5 до 20%. Количество пыльцы широколиственных пород не превышает 3—4% и орешника 1—1,5%. Пыльца трав в основном принадлежит злакам (20—53%) и разнотравью (30—54%). Пыльца полевой и маревых содержится в больших количествах. Среди спор господствуют споры папоротников 20—63%. Споры сфагновых мхов 11—34%, *Lycopodium clavatum* L. 2—7,5%. Споры *Equisetum*, *Botrychium boreale* Mill. и *Heraticae* присутствуют единично.

В Приильменской низменности описываемые слои установлены М. Е. Вигдорчиком (1962) в бассейне р. Поломети у д. Грабилово (скв. 70), где они залегают под песчаными осадками голоцена на глубине от 17 до 21 м и подстилаются озерно-ледниковыми песками ошашковского ледника. Эти осадки характеризуются спектрами лесного типа. Пыльца древесных составляет 84%, пыльца трав 9% и споры до 7% и, по мнению Н. И. Апухтина, относятся к плюсковому (онегоозерскому) времени.

Заканчивая рассмотрение онегоозерских (плюсских) слоев, интересно отметить, что наиболее теплую палинологическую характеристику они имеют в северо-восточных частях региона и такая же закономерность отмечается и для осадков нижележащей мологосекснинской толщи.

Карельский (лужский) подгоризонт

Морена карельского оледенения (лужской стадии) широко распространена на западе и севере Псковской и Ленинградской областей. Менше развита она на крайнем северо-западе Новгородской области.

Граница распространения этой морены подчеркивается комплексом краевых ледниковых образований, который прослеживается в северо-восточном направлении от границ Эстонии до Южной Карелии через районы городов Острова, Пскова, к верховьям р. Луги и нижнего течения Волхова и Свири.

К югу от Ладожского озера, в низовьях Сяси и Волхова, краевые образования сохранились лишь местами, в основном же они уничтожены абразионной деятельностью позднеледниковых бассейнов. В связи с этим граница распространения морены карельского оледенения (лужской стадии) проводится здесь в значительной мере условно.

Непосредственные выходы карельской морены на поверхность редки, обычно она покрыта поздне- и послеледниковыми отложениями;

¹ Н. Г. Курбатова (Селиванова, Курбатова и др., 1966) относит эти осадки к озерно-ледниковым отложениям.

нередко бывает размыта. В пределах девонской низменности и ордовикского плато морена залегает, как правило, на дочетвертичных породах и лишь в пределах погребенных долин подстилается онегоозерскими (плюсскими) и более древними четвертичными отложениями.

Стратиграфическое положение этой морены наиболее отчетливо выражено на Карельском перешейке, где она подстилается онегоозерскими (плюсскими) слоями преимущественно морского происхождения и перекрывается по периферии перешейка мореной невской осцилляции, отделенной от карельской морены немymi ленточными глинами.

Морена весьма разнообразна литологически; это объясняется образованием ее за счет пород разного состава и возраста, как четвертичных так и дочетвертичных. Отмечаются все разности морен — от глинистых до песчаных. На Карельском перешейке морена характеризуется преимущественно супесчаным и суглинистым составом, и только в местах, где она подвергалась абразии, наблюдается ее значительное опесчанивание. Цвет морены преимущественно серый, переходящий к кровле слоя под влиянием выветривания в серо-бурый. Обломочный материал в морене представлен кристаллическими породами архея и протерозоя: плагиоклазовые и плагиомикроклиновые гнейсы и гнейсограниты, мигматиты, биотитовые и амфиболовые сланцы. В западной части перешейка преобладают валуны гранита рапакиви.

Кроме окатанных валунов небольшого размера, на поверхности морены отмечаются местами крупные (до нескольких десятков метров в поперечнике) отторженцы гранитов рапакиви и плагиомикроклиновых гранитов.

В предглинтовой низменности развиты темно-серые и серые глинистые морены, содержащие валуны тех же кристаллических пород, а также обилие обломков нижнекембрийских песчаников и глин, размеры которых достигают иногда нескольких десятков метров (например отторженец кембрийских глин, надвинутый на ортоцератитовые известняки в районе Поповки). Насыщение мелкозема морены материалом последних обуславливает ее глинистый характер и голубовато-серый цвет. На ордовикских породах морена карбонатна и наряду с валунами кристаллических пород заключает в себе значительное количество обломков ордовикских доломитов и известняков.

На площадях распространения девонских красноцветных пород, морена преимущественно серовато-бурого и буровато-красного цвета и часто содержит повышенное количество тонких чешуек слюды. Валунный состав смешанный, причем господствуют здесь обломки разнообразных палеозойских пород. Наряду с мелкими обломками встречаются крупные отторженцы ордовикских карбонатных пород, кембрийских глин и других образований. Каких-либо закономерностей в распространении отторженцев не наблюдается. Мощность морены варьирует в широких пределах, достигая местами, особенно в зонах холмисто-моренного ландшафта и погребенных долин, 50 м и более. На водоразделах, в пределах моренных равнин, ее мощность редко превышает 5—8 м.

Флювиогляциальные отложения, связанные с карельским оледенением, имеют значительное распространение и образуют зандры, флювиогляциальные дельты, маргинальные и радиальные озы, а также встречаются в виде прослоев и линз в толще донной морены карельского (лужского) ледника.

Наибольшие площади флювиогляциальные отложения занимают в зонах развития краевых ледниковых образований.

Небольшие по площади зандры наблюдаются к югу от г. Струги Красные, в районе р. Плюссы, где талые ледниковые воды стекали в Шелонскую, Чудскую и Псковскую низменности.

Отложения, слагающие зандровые поля, разнообразны по гранулометрическому составу, но преобладают среднезернистые и крупнозернистые пески. В песках нередко наблюдаются прослой галечника и гравия, обычно быстро выклинивающиеся по простиранию. Мощность таких прослоев невелика и измеряется десятками сантиметров. В целом мощность осадков, слагающих зандры, не превышает 8—12 м. Значительно большую мощность имеют флювиогляциальные отложения, слагающие маргинальные и радиальные зоны. Маргинальные гряды наиболее часто встречаются в западной части региона в районе верховьев р. Луги и оз. Самро, где они входят в состав краевых образований карельского ледника и его невской стадии. Мощность флювиогляциальных отложений, определяющаяся по высоте гряд, колеблется здесь от 3—5 до 10—15 м и более.

Значительно большую мощность эти отложения имеют в центральной части Карельского перешейка, где ими слагается грандиозная конечная морена Вярмянселькя, обрамляющая с севера возвышенное плато центральной части Карельского перешейка. Высота входящих в нее отдельных гряд, а следовательно, и мощность флювиогляциальных отложений в среднем превышает 30—40 м и в высших точках достигает 90 м. Такое мощное развитие флювиогляциальных образований здесь объясняется тем, что их формирование происходило как в течение максимального распространения карельского (лужского) ледника, так и при последующей (невской) его осцилляторной подвижке. Отдельные короткие озовые гряды отмечаются повсеместно. Наиболее часто они встречаются в верхнем течении р. Оредеж и к северу от ст. Лисино-Корпус, на побережье Чудского озера, в среднем и нижнем течении р. Луги, в районе г. Гатчина, а также в Южном и Восточном Приладожье. Осадки, слагающие как маргинальные, так и радиальные озы, отличаются большой пестротой гранулометрического состава и быстрой его изменчивостью как по простиранию, так и в их разрезе.

Озерно-ледниковые отложения распространены весьма широко. Они слагают камы, входящие в состав краевых ледниковых комплексов, кроме того, принимают участие в строении обширных озерно-ледниковых равнин в Приильменской и Приволховской низменностях, где перекрываются более молодыми озерно-ледниковыми слоями. Осадки, преимущественно слагающие камы, развиты к северо-востоку от Пскова, на западном склоне Лужской возвышенности, в левобережной части бассейна р. Плюсы, у г. Луги и в нижней части бассейна р. Луги. Несколько меньшие площади они занимают к югу от Карельского перешейка, в районах Кирсино, Шапки, по р. Волхову между городами Кириши и Волхов и в бассейнах рек Сяси и Свири. Наиболее широко развиты озерно-ледниковые отложения, слагающие камы, на Карельском перешейке, опоясывая его центральную возвышенную часть.

Отложения, слагающие камы, состоят преимущественно из мелко- и среднезернистых песков, нередко слюдистых, кварц-полевошпатового состава. Обычно они имеют горизонтальную или облегающую слоистость. Слоистость нередко деформирована в результате криотурбации термокарстовых явлений. В толще песков часто наблюдаются пропластки ленточных глин и супесей, а также линзы и прослой гравия и галечника.

Наибольшую мощность все эти отложения имеют на Карельском перешейке, к югу от Финского залива в районе оз. Самро и на склонах Псковской возвышенности, где высота камов нередко превышает 25—35 м.

В западной части района озерно-ледниковые отложения карельского ледника (Лужской стадии) слагают небольшие по площади рав-

нины, сформировавшиеся при отступании льда. Отложения этих локальных приледниковых бассейнов представлены ленточными глинами, суглинками, супесями и песками. Окраска их в значительной мере обусловлена минеральным составом обломочного материала, за счет которого они формировались, и изменяется от серой до красно-бурой. Мощность колеблется в значительных пределах, достигая местами 16 м. Равнины, сложенные озерно-ледниковыми отложениями, располагаются здесь на разных гипсометрических высотах, что связано с изменением положения ледникового края в процессе его отступления.

После того, как край ледника отодвинулся в пределы впадин Балтийского моря и Ладожского озера, образовался обширный озерно-ледниковый бассейн, известный в литературе под названием балтийского ледникового озера, воды которого соединились с водоемом, заполнявшим Волховскую и Приильменскую низменности. Воды этого бассейна проникали также по понижениям на территорию Онежско-Ладожского перешейка, во впадину Чудского озера и низовье р. Луги. В пределах Приильменской и Волховской низменностей, расположенных южнее морен невской стадии карельского оледенения, озерно-ледниковые отложения формировались длительное время, в течение которого край ледника дважды отступал к северу, за пределы Ленинградской области и вновь продвигался, создав конечные морены невской стадии и пряды Сальпауселья. К северу от карельских осцилляторных (невских) конечных морен озерно-ледниковые отложения, возникшие во время отступления карельского (лужского) ледника, перекрыты осцилляторной мореной, отделяющей эти осадки от отложений первого балтийского ледникового озера. На Карельском перешейке карельские (лужские) озерно-ледниковые слои, перекрытые мореной невской осцилляции, были названы Н. И. Апухтиным охтинскими межосцилляторными слоями. Они представлены немymi ленточными глинами, часто смятыми в результате гляциодислокации во время невского надвига. К югу от конечных морен невской осцилляции карельские (лужские) и балтийские озерно-ледниковые слои расчленить невозможно. Мощность их достигает местами 25 м. На севере Ленинградской области осадки I балтийского ледникового озера непосредственно переходят в отложения II балтийского ледникового озера и лишь местами между ними устанавливаются тонкие илистые супеси 1-го иольдиевого моря.

Возникновение 1-го иольдиевого моря связано с проникновением соленых вод Атлантики во впадину Балтийского моря, которое было обусловлено отступанием края ледника с территории Южной Швеции в связи с резким потеплением климата, известного под названием «аллеред».

Отложения 1-го иольдиевого моря установлены С. А. Яковлевым (1926), Т. В. Усиковой (1963) и другими на Карельском перешейке и в Приневской низменности, а также К. К. Марковым (1931) в Принарвской низменности. К аллереду, по мнению Н. И. Апухтина, следует отнести и озерно-ледниковые слои с относительно теплой палинологической характеристикой, установленные Э. Ю. Самметом в Принарвской низменности, и осадки, обнаруженные им же к югу от Псковского озера в районе г. Печоры и у д. Юдино в районе г. Остров.

В Приильменской низменности аллередские слои М. Е. Вигдорчиком (1965 г.) и Д. Б. Малаховским (1967) установлены в дельте р. Мсты (скв. 201) и в районе г. Великие Луки (скв. 5703). В дельте р. Мсты к аллереду ими отнесен торф, залегающий на ленточных глинах, на глубине 9,2 м (абсолютная высота +14 м).

Осадки II балтийского ледникового озера широко развиты на Карельском перешейке, в меньшей степени по южному побережью Фин-

ского залива, в Приневской низменности, по южному побережью Ладожского озера.

Террасированные озерно-ледниковые равнины здесь сложены песчано-глинистыми отложениями с ясно выраженной ритмичной слоистостью. В южной части Карельского перешейка осадки II балтийского ледникового озера лежат на высоте 40 м, по направлению на северо-запад гипсометрическое положение их несколько повышается, что связано с неравномерными эпейрогеническими поднятиями территории, которые продолжаются и в настоящее время.

В последние годы некоторые исследователи (Т. В. Усикова и Е. С. Малясова) к озерно-ледниковым отложениям балтийского бассейна относят осадки с очень теплой палинологической характеристикой. Так, например, к озерно-ледниковым образованиям ими отнесены отложения, распространенные в Охтинской низине, характеризующиеся спектрами лесного типа (содержание пыльцы древесных от 54 до 70%), причем количество пыльцы *Corylus* в этих осадках достигает 9%.

Современные отложения

Голоценовые отложения на рассматриваемой территории развиты повсеместно, но, за исключением болотных образований, они занимают небольшие площади и сложены как континентальными, так и морскими осадками. Последние относятся к различным стадиям развития Балтийского моря и распространены только вдоль побережья Финского залива. Континентальные отложения представлены болотными, озерными, озерно-аллювиальными, аллювиальными, золовыми и элювиальными, реже делювиальными, пролювиальными, химическими, оползневыми и техногенными образованиями.

В настоящей работе за границу голоцена и плейстоцена принято начало отступления материкового ледникового покрова от гряд Сальпауселья (около 10 200 лет тому назад). Этот хронологический рубеж, как было указано К. К. Марковым (1965), соответствует нескольким важным переломным моментам в истории развития природы, обусловленным общим распадом последнего ледникового покрова в Скандинавии. В истории развития поздней и послеледниковой растительности этот рубеж относится к границе между X и IX зонами по схеме Поста — Нильсона или между IV и III зонами по схеме Ф. Фирбаса. Следует, однако, отметить, что начало голоцена, определяемое по палинологическим данным (уменьшение количества пыльцы трав и кустарников, появление абсолютного максимума древесных видов березы и т. д.), не является синхронным для всей территории. На основании сопоставления палинологических данных с результатами определения абсолютного возраста поздней и послеледниковых отложений выяснено, что палеогеографические условия, характерные для голоцена, устанавливались на территории южной части Псковской области около 10 500 лет назад, а на Карельском перешейке — около 9500 лет (Апухтин и др., 1967).

Стратиграфическое расчленение голоценовых отложений производилось на основании изучения около 170 палинологически охарактеризованных разрезов различных генетических типов и их корреляции с результатами определения абсолютного возраста современных осадков в различных пунктах рассматриваемой и сопредельной территорий (более 80 определений радиоуглеродным методом). Таким путем были выделены опорные палинологические уровни, единые для всей площади, и установлено, что они не являются синхронными, а закономерно перемещаются во времени в зависимости от местоположения разреза. Выяснилось также, что климатические стадии голоцена, выделяе-

мые на основе палинологических данных, имеют различную продолжительность при перемещении с юга на север, при этом более ранние стадии обнаруживают большее расхождение во времени, нежели более поздние (Апухтин и др., 1967).

Уточнение генезиса современных отложений проводилось на основании изучения состава заключенных в них диатомовых водорослей, литологии, геоморфологических особенностей залегания и по генетической диаграмме, составленной в результате обработки около 100 гранулометрических анализов, отобранных из различных генетических типов осадков (рис. 49). В основу диаграммы положены, с одной стороны, сортировка осадков, а с другой — средняя энергия осадконакопления, которая в общем изменяется пропорционально среднему медианному диаметру зерен. Как видно на диаграмме, энергия осадконакопления и коэффициент сортировки вместе взятые довольно достоверно характеризуют генезис осадков.

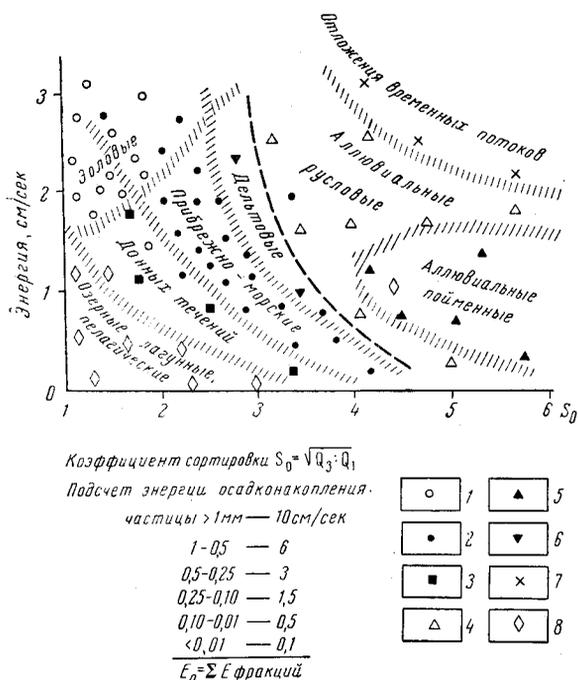


Рис. 49. Генетическая диаграмма голоценовых отложений Ленинградской, Псковской и Новгородской областей. Э. Ю. Саммет (1969 г.)

Генетические типы: 1 — золотые, 2 — прибрежно-морские, 3 — отложения донных морских течений, 4 — аллювиальные русловые, 5 — аллювиальные пойменные, 6 — дельтовые, 7 — отложения временных потоков, 8 — озерные и осадки открытого моря

для IX зоны максимум березы и резкое уменьшение пыльцы травянистых и кустарничковых растений, для VIII зоны максимум сосны и для VII зоны значительное появление ольхи. По абсолютному летоисчислению продолжительность раннего голоцена составляет около 3000—3200 лет.

К среднему голоцену отнесены отложения, образовавшиеся в течение атлантической климатической стадии продолжительностью в среднем 3000 лет. В истории развития Балтийского моря средний голоцен в основном соответствует времени существования литоринового моря, за исключением его последней регрессии. Палинологически средний голоцен датируется пыльцевыми зонами VI, V и IV, характеризующимися максимальным развитием пыльцы широколиственных пород, ольхи и орешника.

Верхний голоцен включает отложения, сформировавшиеся в течение последних 3700—3900 лет, во время суббореальной и субатлантической климатических стадий. Палинологическая датировка осадков

Таблица 15

Стратиграфические подразделения	Пыльцевые зоны	Стадии климата по палинологическим данным	Продолжительность (лет назад)	
			юг Псковской и Новгородской областей	Карельский перешеек и побережье Финского залива
Верхний голоцен	Ia, Iб, II, III	Субатлантическая Суббореальная	2400—0 3700—2400	2500—0 3900—2500
Средний голоцен	IV, V, VI	Атлантическая	7000—3700	6700—3900
Нижний голоцен	VII, VIII, IX	Бореальная Пребореальная	9400—7000 10200—9400	8800—6700 9600—8800

производится по верхнему максимуму ели (III пыльцевая зона), субатлантическому минимуму ели и увеличению сосны (II зона), новому временному увеличению ели (зона Iб) и преобладанию пыльцы сосны с березой (зона Ia). Среди образований Балтийского моря к верхнему голоцену относятся осадки последней литориновой регрессии, лимниевой и мидиевой стадий.

Для палинологической характеристики современных отложений на рис. 50 приведена спорово-пыльцевая диаграмма поздне- и послеледниковых отложений из центральной части территории (болото Невий Мох близ пос. Крестцы Новгородской области).

Все современные отложения территории подразделяются на две большие группы: образования разновозрастных стадий Балтийского моря и континентальные осадки. Первые распространены только в узкой полосе вдоль современной береговой линии Финского залива, но занимают среди голоценовых осадков особое положение, так как их изучение позволяет коррелировать осадки на северо-западе Русской равнины с одновременными отложениями по берегам всей Балтики.

Отложения разновозрастных стадий Балтийского моря

В эту группу входят осадки следующих основных послеледниковых стадий развития Балтики: пребореального (2-го) иольдиевого моря, анцилового озера, литоринового моря, лимниевой и мидиевой(?) трансгрессий. Названия стадиям даны по характерным представителям фауны моллюсков.

Морские отложения пребореальной иольдиевой стадии Балтийского моря повсеместно залегают на низких абсолютных отметках (от -7 до $+2$ м). Наиболее детально отложения изучены в бассейне р. Луги (Марков, 1931) и в районе Лахтинской котловины к северу от Ленинграда (Марков, 1931; Усикова и др., 1963; Диноридзе, Клейменова, 1965).

В Лахтинской котловине иольдиевые отложения залегают на озерно-ледниковых глинах и имеют мощность до 9,5 м. Они представлены серыми и голубовато-серыми суглинками с гнездами и прослоями песка, супеси и погребенного торфа мощностью до 20 см.

По спорово-пыльцевому и диатомовому составу (Джиноридзе, Клейменова, 1965) осадки Лахтинской котловины соответствуют пяти фазам в истории развития иольдиевого моря. Отложения I фазы, мощ-

ностью до 5,5 м, относятся ко времени регрессии Балтийского ледникового озера. Среди диатомовых водорослей доминируют пресноводные и пресноводно-солонатоводные формы с преобладанием олигогалобов. Процент солонатоводных и морских форм колеблется от 10 до 30, и почти все они встречаются в виде единичных экземпляров. В спорово-

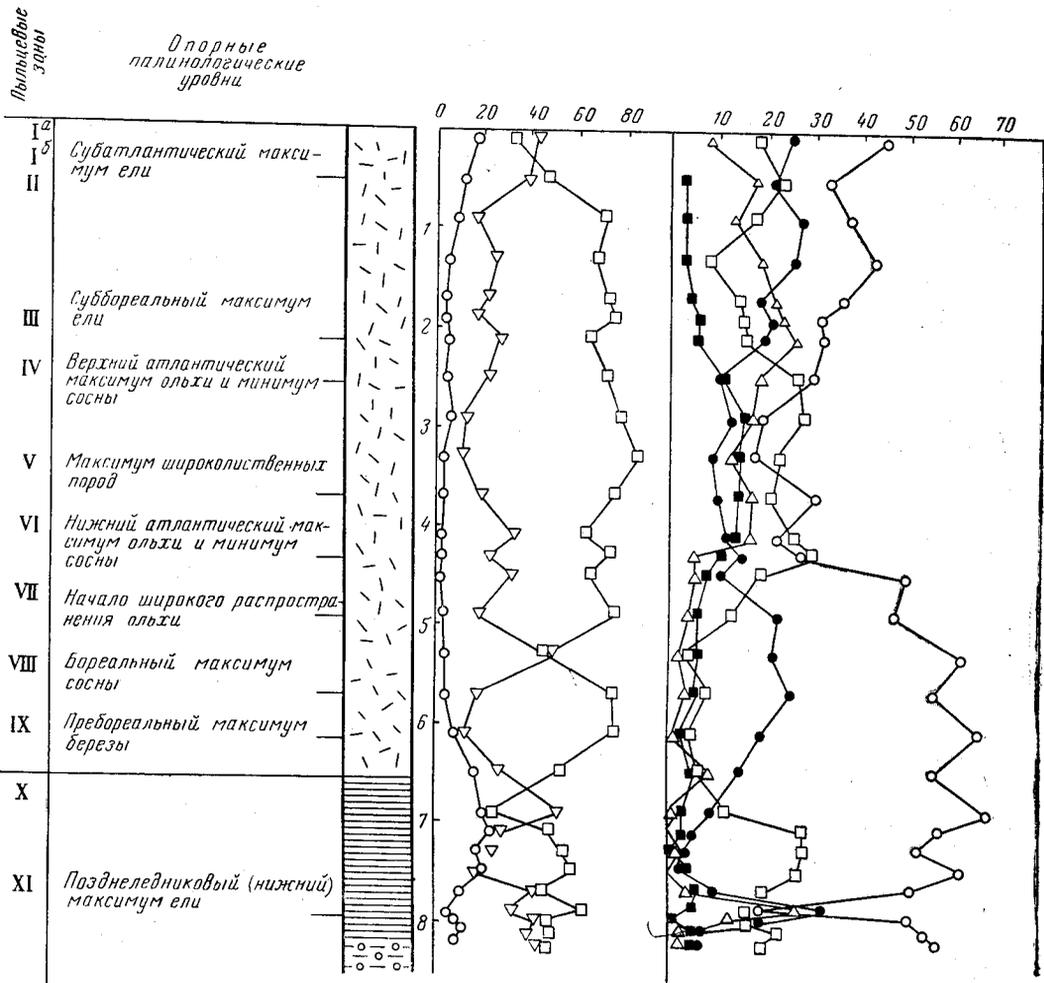


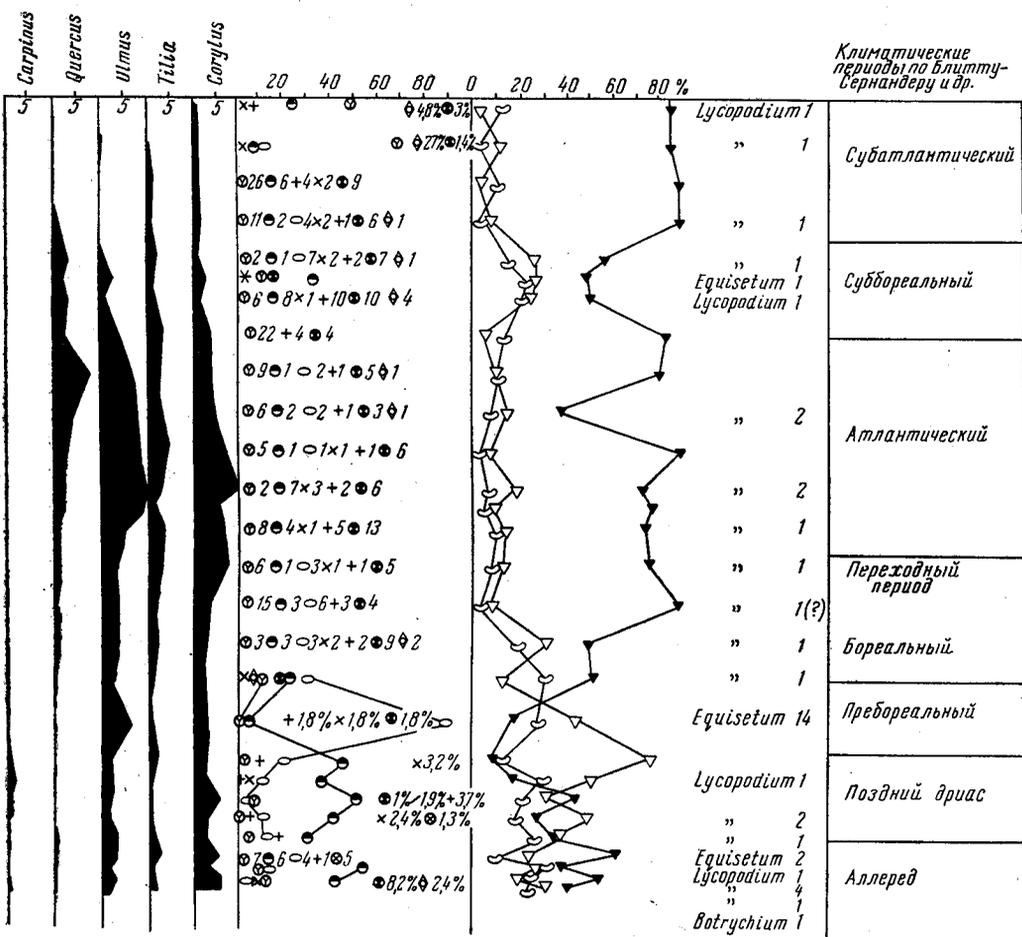
Рис. 50. Спорово-пыльцевая диаграмма поздне- и послеледниковых отложений болота (Вигдорч)
Условные обозна

пыльцевом составе осадков наблюдается абсолютное господство пыльцы сосны и березы, в том числе карликовой.

Отложения II фазы, мощностью около 1 м, соответствуют трансгрессии моря, когда господствующими стали солонатоводные формы *Diploneis smithii* (Veg.) Cl., *Campylodiscus echeueis* Ehr., а также пресноводно-солонатоводные. Кривая пресноводных видов падает до 11—22% при резком увеличении солонатоводных видов (до 63%) и общего количества экземпляров. Однако, судя по видовому составу диатомовых, соленость трансгрессирующих вод не была высокой и осадки, очевидно, сформировались в прибрежной полосе моря (господство литоральных и бентических форм). В спорово-пыльцевом составе в это вре-

мя наблюдается почти полное отсутствие других видов древесных пород, кроме сосны и березы.

Отложения III фазы, мощностью до 1 м, характеризуются наличием многочисленных песчаных линз и растительных остатков. Они сформировались в течение кратковременной регрессии и опреснения бассейна.



Невий Мох близ пос. Крестцы (Новгородская обл.). Палинолог Р. И. Бичурина нк, 1962)
 чения см. рис. 38

В это время кривая содержания солоноватоводных форм падает до 10%, а пресноводно-солончатых поднимается до 65—67%. Морские формы встречаются с оценкой «единично» и «редко». В спорово-пыльцевом составе наблюдается уменьшение пыльцы сосны при некотором участии ольхи и отсутствии орешника.

Отложения IV фазы, мощностью до 2—2,3 м, относятся к новой трансгрессии ильдиевого моря (увеличение солоноватоводных форм до 36%). Среди морских и солоноватоводных форм преобладающими становятся *Diploneis smithii* (Breb.) Cl., *Campylodiscus echeensis* Ehr., *Cyrosigma attenuatum* (Kutz.) Rabenh. и *Cymatopleura elliptica* Ehr., т. е. формы, характерные для стадии эхенейс в Фенносканд-

дии. В спорово-пыльцевом составе осадков наблюдается абсолютное преобладание березы.

Верхи иольдиевого разреза в Лахтинской котловине, представленные супесями и погребенным торфом, свидетельствуют о продолжительной регрессии бассейна, приуроченной ко времени абсолютного максимума березы (около 9000 тыс. лет назад). Торф частично уничтожен последующей анциловой трансгрессией.

Все перечисленные фазы хорошо соответствуют пяти фазам в развитии иольдиевого моря, установленным на территории Фенноскандии, вплоть до образования торфяника у г. Карлсруна в Швеции, абсолютный возраст которого также составляет около 9000 лет (Fromm, 1963).

Севернее и западнее Лахтинской котловины отложения пребореального иольдиевого моря не установлены. Отсутствуют они также в котловинах Ладожского и Онежского озер (Семенович, Давыдов и др., 1967).

Иольдиевые отложения известны в понижениях рельефа в нижнем течении р. Луги и в районе озер Хаболовское и Судацье. Здесь они представлены мелкозернистыми песками с примесью растительных остатков, а местами — древесным торфом мощностью до 0,20 м в кровле разреза. Общая мощность отложений не превышает 1—1,5 м. По составу диатомовых водорослей и характерному абсолютному преобладанию березы в составе пыльцы древесных пород указанные осадки можно отнести ко времени IV и V фаз развития бассейна иольдиевого моря.

Отложения анцилового озера, которое существовало в бореальное время в течение около 2000 лет, развиты вдоль Финского залива в виде неширокой (несколько километров) полосы. Максимальные абсолютные отметки (30 м) береговых образований наблюдаются в районе г. Выборга, откуда они постепенно понижаются до 16 м в устье ручья Приветинского и до 4—5 м в районе г. Ленинграда. К западу от Ленинграда сохраняются те же абсолютные отметки. Лишь в Принарвской низменности они повышаются до 6—7 м, увеличиваясь далее до 17—18 м на Курголовском полуострове.

В большинстве случаев анциловые отложения залегают под литориновыми. В западной части Ленинградской области они имеют мощность от 0,5 до 4 м и представлены слюдистыми светло-серыми или голубовато-серыми суглинками, глинами и супесями, реже мелкозернистыми кварцевыми желтоватыми песками. Такой же состав характерен для разрезов г. Ленинграда, где мощность слоев этого возраста достигает 4 м, для района Лахтинской котловины и нижнего течения р. Охты. Здесь они имеют ту же мощность и выходят на дневную поверхность на высоте 5 м над уровнем моря (Усикова и др., 1963).

На северо-восточном побережье Финского залива анциловые отложения прослеживаются вдоль понижений оз. Вуокса, ручья Приветинского и др. Представлены они здесь разно- и тонкозернистыми пылеватыми песками мощностью не более 3 м, сильно гумусированными, реже суглинками и глинами мощностью до 0,4 м.

Палинологический состав осадков имеет типичный бореальный спектр (зоны VIII и VII). Максимальные мощности их приурочены ко времени регрессии анцилового озера (зона VII).

В анциловых отложениях Ленинградской области присутствует довольно богатый комплекс пресноводной флоры, характерной для открытой прибрежной зоны озера. В верхней части разреза местами встречаются единичные солоноватоводные формы. Наиболее характерными анциловыми формами можно считать виды: *Eunotia praerupta* Ehr., *E. veneris* (Kt z.) O. M., *Pinnularia lata* (Vreb.) W. Sm., *Cymbella aspera* (Ehr.) Cl., *Navicula semey* (Ehr.), *Melosira ambigua* (Gr un.)

О. М. и др., которые встречаются с оценкой «часто» и «очень часто». Типичные же для Фенноскандии анциловые формы *Melosira arenaria* Moore, *Epithemia hyndmanii* W. Sm., *Diploneis mauleri* (Ktz.) Cl. и другие встречаются единично; единичны также раковины *Ancylus fluviatilis* (Müll.).

Экологический облик диатомей свидетельствует о кратковременной трансгрессии пресноводного бассейна в начале бореального времени, достигшей максимума около 8500 лет назад, и последующей продолжительной регрессии.

По берегам р. Нарвы, в Ковашской и Лахтинской котловинах, анциловые отложения венчаются торфом наземного типа мощностью от 0,1 до 0,5 м, образование которого по палинологическим данным происходило в конце бореальной климатической стадии. Абсолютный возраст торфа на правом берегу р. Нарвы составляет 7370 ± 210 лет.

Отложения литоринового моря развиты в виде неширокой полосы вдоль берегов Финского залива, расширяющейся в понижениях рельефа (севернее глинта, в устье р. Невы и др.) до 15—20 км. Граница максимального распространения осадков устанавливается на местности по береговым образованиям максимальной трансгрессии литоринового моря. Она изменяется на западе Ленинградской области от абсолютной высоты 6 м в районе г. Кингисеппа до 14 м на Кургололовском полуострове, далее к востоку в районе Котлы — Ломоносов 10—11 м, близ Ленинграда 7—8 м, повышаясь в северо-западном направлении до 20—22 м в районе г. Выборга. Максимальной мощности (до 9—11,5 м) отложения достигают на Кургололовском полуострове, в устьевой части рек Нарвы и Луги, в Ковашской котловине, а также вдоль нижнего течения Невы.

В западной части территории максимально развиты пески мелко- и разнотерные, горизонтально- или косослоистые, светло-серые, нередко с перетертыми обломками раковин моллюсков, главным образом *Littorina littorea* (L.). Реже встречаются суглинки алевритоподобные, слюдяные, серовато- и голубовато-бурые мощностью до 3,5 м, которые приурочены к более низким абсолютным отметкам. На водораздельных участках значительно развиты супеси мощностью до 2 м. Нередки также включения органического материала — гиттии. В районе Ленинграда осадки имеют среднюю мощность около 5 м и развиты на абсолютных отметках ниже 9 м. Они представлены различными типами гумусированных пород от песков до суглинков с включениями вивианита. Между Ленинградом и Выборгом литориновые отложения мощностью от 3,6 до 10 м развиты в виде узкой полосы вдоль побережья Финского залива. Они представлены песками с прослоями гиттий и глин.

В комплексе диатомовых водорослей литориновых осадков наблюдается до 280 различных видов. По диатомовым можно выделить осадки двух трансгрессивных фаз, из которых более поздняя характеризует максимальную литориновую трансгрессию. Во время 1-й литориновой трансгрессии солоноватоводные формы диатомей достигают максимума (83%). Доминируют *Campylodiscus echeneis* Ehr., *Diploneis smithii* var. *rhombica* (Greb.) Cl.

Во время регрессивной фазы (в конце VI пыльцевой зоны) кривая солоноватоводных резко падает до 9—19%, при преобладании (до 90%) олигогалобных форм. Во время II литориновой трансгрессии, соответствующей нижней части V пыльцевой зоны (около 5500 лет назад), кривая солоноватоводных форм снова поднимается до 76—86%. Господствующими видами становятся *Diploneis didyma* (Ehr.) Cl., *Nitzschia scalaris* Grun., *N. punctata* (Ehr.) Ralfs.

Вышележащие отложения относятся ко времени регрессии литоринового моря в конце атлантического и в начале суббореального периода. Они характеризуются абсолютным господством олигогалобов (до 99%).

Во многих местах по южному побережью Финского залива литориновые отложения отделены от более молодых, лимниевых, прослоем торфа мощностью до 0,5 м, образование которого относится к суббореальному времени (около 3500 лет назад).

Типично для литориновых отложений также содержание значительного количества плодов *Trapa natans* и остатков раковин *Unio tumidus* Phil., изредка костей рыб или следов стоянок неолита (обломки керамики).

Кроме морских осадков, в бассейне рек Луги, Нарвы и на Карельском перешейке значительного развития достигают лагунные отложения регрессивных фаз литоринового моря. Это диатомиты, диатомовые илы или супеси, которые залегают в виде крупных линз, шириной до 2—3 км и длиной до 7 км, при мощности от 1—2 до 8,3 м. Местами концентрация скелетов диатомовых водорослей образует залежи, имеющие промышленное значение. Для лагунных осадков характерно возрастание (вверх по разрезу) количества пресноводных форм диатомей (до 48%), при резком снижении солоноватоводных (до 10%). Наиболее интенсивное образование диатомитов происходило во второй половине атлантического времени и закончилось лишь в суббореальное время.

Морские отложения лимниевой и мидиевой стадий Балтийского моря образовались в условиях общей регрессии морского бассейна. На рассматриваемой территории описываемые послелиториновые отложения расположены в виде узких (50—500 м) полос вдоль современных берегов Финского залива на абсолютных отметках до 6—7 м над уровнем моря. Мощность отложений колеблется от 0,5 до 6 м, обычно же не превышает 1—3 м. По составу это разнородные отложения — от разнотернистых песков до глин и суглинков с неравномерным содержанием органического материала. В песках нередки остатки раковин моллюсков *Tellina baltica* (L.), *Cardium edule* L., *Unio* sp., *Hydrobia* sp. и др.

Состав диатомовых водорослей указывает на значительное опреснение бассейна, количество солоноватоводных форм не превышает 15—22%. Нижняя граница осадков по палинологическому составу отбивается по суббореальному максимуму ели, что дает основание датировать лимниевую трансгрессию на востоке Финского залива временем 3400—3500 лет назад.

Континентальные образования

К современным континентальным образованиям относятся золотые, озерные, озерно-аллювиальные, аллювиальные, болотные, химические и другие, менее широко распространенные осадки. Наиболее широко развиты болотные и озерные отложения.

Золотые отложения. Основной областью развития золотых образований является побережье Финского залива, Ладожского, Псковского и Чудского озер, а также участки развития береговых и прибрежных отложений многочисленных разновозрастных озерно-ледниковых бассейнов. Формирование золотых отложений относится преимущественно ко времени регрессии крупных приледниковых водоемов и различных стадий Балтики. В связи с этим на описываемой территории они имеют возраст от пребореального до настоящего. Все золотые образования представлены хорошо отсортированными мелкозернистыми (фракция 0,25—0,10 мм составляет 70—85%) желтовато-серыми песками. По

сравнению с материнскими породами они характеризуются лучшей сортировкой, уменьшением среднего размера зерен, лучшей окатанностью и местами матовой штриховкой. Отложения бедны пылью и спорами, поэтому датировка их возраста дается обычно по присутствию песчаных зерен в близлежащих палинологически охарактеризованных торфяниках.

Нижнеголоценовые отложения развиты ограниченно. Они встречаются на отдельных водораздельных участках близ городов Тихвина, Пскова, Луги, Сланцы, Кингисеппа и на Карельском перешейке близ оз. Севновского. Сгруппированные в валообразные дюнные гряды и массивы, они имеют мощность от 2 до 10 м.

Среднеголоценовые эоловые отложения достоверно не установлены. Наибольшим распространением пользуются эоловые накопления, образовавшиеся во время суббореальной климатической стадии. На побережье Финского залива они образуют небольшие изолированные дюнные гряды или более крупные массивы в пределах береговых валов позднеголоценовых стадий Балтийского моря. Наиболее крупные эоловые накопления встречаются вдоль берегов Нарвского и Копорского заливов, где дюнные гряды достигают высоты 15—20 м (возвышенность Чертова Гора и др.). Севернее Ленинграда эоловые образования встречаются на послелиториновых и литориновых террасах и достигают мощности 2—3 м. Аналогичный характер они имеют вдоль побережья Ладожского озера. Кроме того, некоторое распространение получили отложения в пределах речных долин в виде дюн и бугристых песков. Они наблюдаются на отдельных участках долин рек Плюссы, Великой, Сороти, Мсты, Тихвинки, Волхова и др. Мощность их не превышает 4—5 м. От остальных типов эоловых песков долинные образования отличаются почти мономинеральным составом (до 98% кварца).

Озерные отложения. Все голоценовые озерные отложения на описываемой территории можно подразделить на несколько типов: 1) отложения крупных бассейнов — Ладожского, Онежского, Псковского, Чудского и Ильменского озер, 2) отложения мелких современных озер, 3) отложения исчезнувших к настоящему времени озерных бассейнов.

Подавляющее большинство голоценовых озер представляют собой реликты существовавших здесь озерно-ледниковых бассейнов. По этой причине проведение границы между голоценовыми и плейстоценовыми озерными осадками нередко затруднительно и решается большей частью с помощью палинологических исследований. Обычно современные озерные осадки характеризуются голубовато-серым или грязно-желтым цветом, наличием растительных остатков, фауны пресноводных моллюсков и специфическим илистым запахом. Кроме того, отложения типа гиттии и сапропеля также приурочены к голоценовым озерным бассейнам района.

Среди осадков первой группы наиболее детально изучены донные осадки Ладожского озера. По этим исследованиям (Семенович и др., 1966), мощность голоценовых донных отложений не превышает 1 м, обычно же она колеблется в пределах 0,5—0,7 м. Они представлены глыбами, валунами, гравием, песками и алевропелитовым материалом. Валунные накопления залегают вдоль южных берегов озера и представляют собой остатки размытых конечных морен. Наблюдается зависимость между распределением типов осадков и морфологией озерной котловины. По мере увеличения глубин изменяется также состав осадков от песков до мелкоалевритовых и глинистых илов.

Палинологический состав отложений указывает на осадконакопление в течение всего голоцена. Во всех горизонтах осадков найдена бо-

гатая по составу пресноводная диатомовая флора, сформировавшаяся в сравнительно суровых экологических условиях.

Кроме донных осадков, вдоль южных берегов Ладожского озера в виде полосы шириной от 1 до 15 км, а в устьевых частях рек Сяси, Паши, Свири, Ояти, Волхова до 30—35 км развиты отложения Ладожской трансгрессии, имевшей место около 2800 лет назад. Они представлены большей частью горизонтально- и косослоистыми песками с включением гравия и гальки, реже зеленоватыми или голубоватыми, часто иловатыми, тонкослоистыми глинами, с прослоями и линзами песков. Мощность осадков изменяется в пределах 1—5,3 м, обычно же она не превышает 3,5—4 м. Они довольно отчетливо отделяются от более древних отложений береговым валом на абсолютных отметках от 17 до 20,5 м.

Отложения Онежского озера представлены аналогичными песчано-глинистыми породами мощностью от 2,5 до 7,4 м. Местами в условиях пологих заболоченных берегов наблюдается образование озерного торфа. Палинологическая и диатомовая характеристики осадков также аналогичны.

Озерные отложения в пределах Чудско-Псковской котловины представлены преимущественно песчано-алевритовыми накоплениями, мощностью до 5—5,5 м. Вдоль современных берегов Чудского и Псковского озер они занимают узкую полосу шириной от нескольких десятков метров до нескольких километров. В значительной части озерные отложения перекрыты торфом, образование которого началось в среднем голоцене.

По палинологическим, литологическим и геоморфологическим данным в котловине Псковского и Чудского озер выделяются отложения двух трансгрессий и регрессий (Апухтин и др., 1967; Исаченков, 1967). В первой половине раннего голоцена преобладали озерные глины и сапропели мощностью в среднем 1—2 м, осадки регрессии обширного позднеледникового бассейна. Выше, в частности в приустьевой части р. Великой (до абсолютных отметок 34—35 м), развиты отложения первой трансгрессии Псковско-Чудского водоема, происшедшей вследствие неотектонического поднятия северной части территории во второй половине бореального времени. Это преимущественно мелкозернистые пески мощностью до 3—3,5 м (до 5 м в береговых валах).

Отложения продолжительной регрессии бассейна атлантического и суббореального времени, мощностью до 1,7 м, представлены песками и алевритами с примесью торфа, местами торфом наземного типа, перекрытыми осадками субатлантической трансгрессии (пески, илы, глины мощностью до 0,8 м), продолжающейся и в настоящее время.

Отложения оз. Ильмень мощностью до 6,5 м (пески, илы, глины) сформировались в условиях постепенного сокращения бывшего обширного позднеледникового озера в течение всего голоцена. Максимальную мощность, до 5 м, имеют осадки среднеголоценового возраста, содержащие богатый комплекс (18 видов) пресноводных, преимущественно планктонных форм, диатомовых водорослей: *Melosira ambigua* (G r u n.) O. M., *M. granulata* (E h r.) R a l f s., *Stephanodiscus astrae* (E h r.) G r u n. и др.). Встречаются также виды, характерные для эвтрофных озер (роды *Fragilaria*, *Navicula*, *Pinnularia* и др.).

В составе отложений мелких современных и ныне исчезнувших ранне- и среднеголоценовых озер большую роль играют сапропель и гиттия, в частности на территории Ленинградской области, где их мощность достигает 2—3 м (оз. Хаболовское и др.). Большой частью органические озерные отложения подстилают торфяные залежи верхнеголоценового возраста.

В атлантическое время наблюдалось быстрое накопление осадков в наиболее мелких, ныне исчезнувших озерных котловинах, расположенных внутри сильно расчлененного холмистого рельефа. В таких местах мощность осадков превышает 5—6 м (близ г. Каменногорска на Карельском перешейке, болото Соколий Мох и др.).

На территории Псковской и Новгородской областей отложения реликтовых, ныне исчезнувших озерных бассейнов встречаются местами с поверхности (в районе г. Пскова и в Приильменской низине), большей частью, однако, перекрыты болотными отложениями — результатом зарастания озер. Указанные озера прекратили свое существование в различное время. По имеющимся данным палинологических исследований, можно заключить, что основные периоды спуска и зарастания озер наблюдались в начале пребореального, в бореальное и суббореальное время.

Представлены осадки перечисленными выше типами пород. Преобладают среди них голубовато- или зеленовато-серые пески, илы с глинами и растительными остатками, в отдельных случаях также с фауной пресноводных моллюсков — *Radix lagotis* (Schrank), *R. ovata* (Drap.), *Galba palustris* (Müll.).

Мощность отложений обычно 1,5—2,5 м.

Озерно-аллювиальные отложения образуют дельты некоторых крупных рек района, развиты в пределах проточных озер, озеровидных расширений рек и на отдельных участках древних долин, выраженных в современном рельефе. Основной областью их развития является побережье оз. Ильмень, где реки Мста, Ловать, Пола, Полисть и др. образуют обширные дельты, возвышающиеся на 1—1,5 м над водой. Представлены осадки перемежающимися серыми и голубовато-серыми супесями и песками, мощностью до 3,5 м, с многочисленными растительными остатками. Нередки находки характерных пресноводных моллюсков рода *Pisidium*.

Озерно-аллювиальные отложения развиты также в верхнем течении Волхова, где они слагаются супесями, суглинками и песками с многочисленными органическими остатками и линзами погребенного торфа. Мощность отложений обычно не превышает 2,5 м, изредка достигает 5 м (в районе так называемой Грузинской впадины). Вдоль Псковского озера (в устье р. Великой, в долинах рек Пиусы, Митковки, Смолки и Коломенки) отложения достигают мощности 4—5 м и представлены илами, суглинками и глинами, местами с линзами торфа.

В бассейне р. Сороти в однотипных осадках мощностью до 1,5 м встречаются пеллециподы *Pisidium tuberculatum* Malin., *P. nitidum* Jen., *Valvata piscinalis* Mull.

Аллювиальные отложения представлены русловыми, пойменными и старичными фациями. Современный русловый аллювий большей частью сложен грубообломочными осадками мощностью до 4,5 м (р. Паша). Пойменный аллювий, слагающий высокую и низкую поймы, имеет разнообразный, преимущественно песчано-суглинистый состав, и изменчивую мощность, достигающую 6 м (реки Паша, Оять, Ловать и др.). Нередко пойменный аллювий включает линзы торфа или хемогенных осадков (реки Великая, Белка, Сороть и др.).

Старичный аллювий развит незначительно и встречается в долинах рек Великой, Луги, Сороти, Россони, Мсты, Оскуи, Паши. Представлен он, как правило, органогенно-илистыми образованиями позднего голоцена мощностью до 7 м, залегающими в виде крупных линз внутри пойменного аллювия.

Многочисленные палинологические анализы, а также неоднократные определения абсолютного возраста аллювиальных осадков из раз-

личных пунктов территории (реки Мста, Кунья, Щебериха, Оять и др.) дают однозначный ответ на вопрос о возрасте аллювиальных террас рассматриваемой территории.

Образование первых надпойменных террас крупных рек района относится в основном к бореальному, а пойменных — к атлантическому времени. Образование более высоких террас приурочено, как правило, уже к плейстоцену. К такому же выводу пришли Н. С. Чеботарева и др. (Чеботарева и др. 1965).

По палинологическим данным, мощность нижнеголоценовых осадков, развитых преимущественно в основании надпойменных террас крупных рек, достигает 5 м.

Нахождение в районе р. Луги в Принарвской низменности под литориновыми морскими осадками растительных остатков с моллюсками речного типа позволяет предположить, что в конце бореального времени в этом районе была довольно развитая эрозионная сеть, уничтоженная последующей литориновой трансгрессией Балтики.

Мощность аллювия атлантического возраста достигает 4,5 м (реки Оять, Шелонь, Великая и др.). Наиболее изменчив состав и мощность (до 6 м) верхнеголоценовых русловых и пойменных осадков по рекам Луге, Волхову, Ояти, Ловати, Плюссе, Мсте и др.

Болотные отложения охватывают около 15% площади. Наиболее крупные болотные массивы площадью до нескольких сот квадратных километров, приурочены к плоским водораздельным пространствам в пределах Ленинградской и Новгородской областей (болота Тесово-Нетыльское, Назиевские, Поддубно-Кусегский Мох, Соколий Мох, Пятницкое, Краснодарское, Башковское и др.). Кроме водораздельных, небольшие болота приурочены также к долинам равнинных рек района.

Среди болот встречаются все основные морфологические типы — низинные, переходные, смешанные и верховые (при преобладании последних двух типов) и почти все стратиграфические типы залежи — эвтрофные, мезотрофные и олиготрофные с рядом разновидностей. Отложения представлены торфом, в котором довольно часто наблюдается слоистость. Краевые и придонные части крупных торфяников обычно представлены низинным (осоково-топяным), а центральные и верхние — переходным и верховым типами залежи (типа сфагнум-фускум).

В ряде крупных болот отмечается наличие так называемого пограничного горизонта, представляющего собой прослой сильно разложившегося и уплотненного торфа, нередко со стволами сосен, с четкой верхней и очень нерезкой нижней границей.

Характерно для пограничного горизонта его преимущественное развитие в пределах окраинных частей крупных болот, а также наличие остатков древесины, как правило, в определенном горизонте внутри слоя хорошо разложившегося торфа. По данным определения абсолютного возраста (Нейштадт и др., 1965) можно датировать возраст древесных остатков порядка 3500—4000 лет назад, что в общих чертах совпадает с границей атлантической и суббореальной стадий. Это позволяет рассматривать образование пограничного горизонта как явление, обусловленное несколькими причинами, в первую очередь общим осушением территории в ходе регрессии литоринового моря, сопровождавшимся изменением климатической обстановки в сторону общей сухости. Дополнительным фактором являлись местные спуски озер и понижения локальных базисов эрозии. При этом наиболее чутко реагировали на изменение условий питания торфяников их окраинные части.

Процесс разложения торфа в это время постепенно распространялся на более глубокие горизонты. Интенсивность разложения в первую очередь зависела от степени осушения болот. Наиболее интенсивно эти процессы протекали в районах, непосредственно примыкающих к бассейну литоринового моря (Шуваловское болото близ Ленинграда и др.), в которых мощность хорошо разложившегося торфа достигает 1 м и более. Процесс образования пограничного горизонта был остановлен начавшейся трансгрессией лимнического моря, что сопровождалось общим увеличением влажности.

Мощность торфа в исследованных торфяниках колеблется от 0,5 до 12 м и зависит от условий развития типичной болотной растительности. Например, одинаковую мощность (до 12 м) имеют крупный торфяник Пятницкий Мох вдоль берегов Нарвского водохранилища, начавший образовываться с бореального времени, и небольшое, средневерхнеголоценового возраста, болото Гряды близ г. Чудово. Обычно же максимальная мощность торфа в центральных частях крупных болот 6,5—8 м. Подстилается торф мореной, озерно-ледниковыми и озерными суглинками и супесями, реже озерно-болотными образованиями типа гиттий и сапропелитов. В отдельных торфяниках наблюдается чередование озерных, химических (гажа) и болотных отложений (в районе г. Печоры).

Вдоль Финского залива внутри отложений нижнеголоценовых стадий Балтийского моря встречаются линзы погребенного торфа мощностью до 0,6 м. Максимальную же мощность (до 2,8 м) нижнеголоценовые болотные отложения имеют в основании современных торфяников в южной части Псковской и Новгородской областей. Наибольшие мощности торфа атлантического возраста (до 2,5—3 м) приурочены к бывшим островам литоринового моря в Принарвской низменности и понижениям рельефа на Онежско-Ладожском перешейке. Основной же прирост торфа до 5,5 м имел место в позднем голоцене, главным образом в субатлантическое время.

Начало образования современных торфяников колеблется в широких пределах. Наиболее древние болотные массивы на всех повышенных участках территории начали образовываться еще в пребореальное время. Начало образования большинства болот в южной изменной части территории относится к раннему голоцену, а в северной — к атлантическому периоду. Кроме того, развитие значительного количества мелких торфяников началось в позднем голоцене, в субатлантическое время. Скорость прироста торфяных залежей в среднем для территории составляет 0,6 мм в год, хотя в каждом конкретном случае могут иметь место значительные колебания, от 0,2 до 0,9 мм в год. При этом могут наблюдаться значительные колебания в приросте торфа в различных районах и в отдельные климатические стадии.

Среди остальных генетических типов современных отложений некоторым развитием пользуются химические, оползневые, делювиальные, пролювиальные и техногенные образования.

Химические отложения, представленные травертином (известковым туфом) или гажой (озерным мелом), развиты спорадически. Залежи травертина встречаются преимущественно по склонам речных долин, где имеются выходы источников. Наиболее мощные залежи до 7—8 м известны в долине р. Смолки, близ пос. Старый Изборск, где они разрабатываются.

Гажга встречается в виде линз внутри озерно-болотных отложений. Мощность линз обычно невелика, не более 0,6—0,7 м, изредка достигает 0,2—3 м. Наиболее крупные залежи известны на водоразделе рек Шелони, Великой и Ловати.

По данным палинологических исследований, в образовании гжи можно выделить два основных этапа — пребореальное и конец бореального времени. Нередко в гже встречается обильная фауна пресноводных моллюсков (близ пос. Старый Изборск и др.).

Бобовые железные руды в виде маломощных (0,2—0,5 м) линз приурочены к окраинным участкам болот, расположенных у подножия краевых ледниковых образований, преимущественно песчаного состава (близ городов Тихвина, Бокситогорска, Боровичей, ст. Хвойная и др.). Охры в виде небольших линз, длиной не более 40—50 м; мощностью до 1—1,2 м, встречаются по берегам рек Нарвы, Великой и др. Время их образования относится к концу бореальной климатической стадии.

Оползневые, делювиальные и пролювиальные отложения также слабо развиты. Они наблюдаются в виде небольших шлейфов и конусов выноса по склонам наиболее глубоко (до 20—30 м) врезанных речных долин, нередко унаследованных от доледникового времени (реки Мста, Рагуша, Мда, Рапля, Мшага, Коломенка, Люта, Череха, Сороть и др.). Мощность осадков достигает 5—6 м.

Техногенные отложения играют заметную роль в составе современных осадков в районе крупных городов (Сланцы, Бокситогорск, Кингисепп, Боровичи, Подпорожье и др.). Они представлены разнообразными отходами добычи и переработки полезных ископаемых (горючие сланцы, бокситы, фосфориты, огнеупорные глины и др.).

Палеогеография голоцена

В начале голоцена в северной части территории господствовали еще приледниковые, субарктические условия, а в южной части значительное распространение получили березовые леса с примесью сосны и ольхи, которые постепенно проникали на север.

Перед значительным развитием древесной растительности на площади, оставленной приледниковыми озерными бассейнами, наблюдались интенсивные эоловые процессы, что привело к образованию большинства материковых дюн на описываемой территории. Продолжалось развитие эрозионной сети. К этому же времени относится начало процессов торфообразования на площадях отдельных спущенных приледниковых озер. Климат этого (пребореального) времени был влажный и сравнительно холодный, относительно благоприятный для развития некоторых видов ксерофитной тундровой растительности, а также для образования хемогенных озерных известковых осадков.

В связи с улучшением климата, начавшимся в южных районах территории примерно 9400, а в северных около 8800 лет назад, в растительном покрове бореального времени наблюдаются значительные изменения. Постепенно исчезают перигляциальные ксерофитные элементы растительности, а господствующими на всей территории становятся сосновые леса с участием березы и ели. Появляется также небольшое количество широколиственных пород, первоначально в долинах рек, где в это время происходил процесс образования террас, которые в современном рельефе выделяются как первые надпойменные.

Господствующими сосновые леса стали лишь постепенно по мере улучшения климата: Во время кульминации сосны в южных районах территории (около 9000 лет назад) на Карельском перешейке господствовали березовые леса с примесью сосны. Перемещение сосновых лесов с юга на север заняло около 700 лет, что дает среднюю скорость миграции несколько менее 1 км в год.

В бореальное время дальнейшее развитие, в связи с исчезновением ряда озерных бассейнов и регрессией анцилового озера, получили про-

цессы торфообразования и накопления хемогенных известковых отложений. В отдельных местах территории были заметно распространены эоловые процессы. Регрессия анцилового озера привела к понижению основного базиса эрозии, в результате чего по крупным рекам района преобладать стали процессы глубинной эрозии и выработки террасовых уступов.

На геологическую историю района определенное влияние оказывало также довольно интенсивное изостатическое и неотектоническое поднятие северо-западной части территории, что вызвало трансгрессию бассейна Чудского озера в южном направлении до современных абсолютных отметок 34—35 м. Свидетельством трансгрессии служат также локальные террасы в низовьях рек, впадающих в Псковское озеро. Увлажнение климата в конце бореального времени повлекло за собой повсеместное появление среди древесной растительности ольхи, которая до этого на более возвышенных участках рельефа почти совсем исчезла.

Влажный и теплый (теплее современного) атлантический климат становится господствующим примерно 7000 лет назад почти одновременно с литориновой трансгрессией Балтики. В это время в составе растительной ассоциации значительного развития достигают широколиственные породы — вяз, липа, дуб, а также подлески из орешника и ольхи. Последние образуют два максимума — в начале и конце атлантического времени. Максимальное развитие широколиственных пород в южной части территории относится ко времени около 5500 лет назад, а на Карельском перешейке около 4800 лет назад, что, по-видимому, также связано с неравномерной скоростью миграции. В отдельных глубоко врезанных долинах рек на западе Псковской области широколиственные породы (главным образом липа) становятся господствующими (до 80%).

В результате повышения базиса эрозии и увлажнения климата а атлантическое время началась выработка пойменных террас основных рек района. В местах глубоко врезанной эрозионной сети и наличия карбонатных дочетвертичных пород некоторое развитие получили карстовые процессы и образование залежей травертина. Значительного распространения достигли процессы заболачивания. К атлантическому времени относятся также первые находки неолитических поселений, расположенных вдоль берега литоринового моря. В мелководных лагунах времени регрессии литоринового бассейна происходило накопление илстых осадков с массовым развитием диатомовых водорослей.

Ухудшение климата в конце атлантического времени в первую очередь отразилось на растительности северной части территории, откуда быстрое уменьшение количества термофильных элементов постепенно распространяется к югу.

В суббореальное время господствующее положение занимает ель, кульминация которой на всей территории относится к периоду около 3000 лет назад. К этому времени приурочено также общее осушение территории, что выразилось в большинстве торфяников в образовании так называемого пограничного горизонта неравномерной мощности. На площади, оставленной литориновым морем, значительную роль играли эоловые процессы и глубинная эрозия гидрографической сети. Последовавшая за литориновой лимниевая или древнебалтийская трансгрессия охватила только узкую прибрежную полосу.

Неравномерная скорость неотектонического поднятия северной части территории во второй половине суббореального времени вызвала трансгрессию вод Ладожского и Онежского озер к югу. Трансгрессировавшие воды образовали глубокие заливы вдоль понижений релье-

фа. На месте современных невских порогов ладожские воды прорвали узкую полосу суши, образованную прибрежной косой литоринового возраста, и устремились в Финский залив, положив начало современной Неве. Регрессия Ладожского озера происходила в начале субатлантического времени. Трансгрессия Онежского озера началась практически одновременно с ладожской трансгрессией, но в отличие от нее продолжается до настоящего времени со средней скоростью около 1,3 мм в год.

В субатлантическое время продолжают эрозионно-аккумулятивные процессы в пределах речных долин, образование дюнных гряд в речных долинах, на побережье Финского залива и крупных озер, а также процессы заболачивания и карстообразования. Остальные геологические факторы, за исключением хозяйственной деятельности человека, в течение всего голоцена играли незначительную роль.

Основные геологические события послеледникового времени на рассматриваемой территории показаны в табл. 16.

Таблица 16

Время, лет назад	Основные трансгрессии и регрессии	Стадии Балтийского моря	Климатические стадии	Пыльцевые зоны
2 800	Трансгрессия Лимнеа	Мидиевая (?)	Субатланти- ческая	I ^a , I ^b , II
3 500		Лимниевая	Суббореальная	III
3 800		Литориновая		
5 400	Максимальная (2-я) литориновая трансгрессия		Атлантическая	IV
6 800	1-я литориновая трансгрессия			VI
7 300	Максимальная регрессия анцилового озера	Анциловая	Бореальная	VII
8 400	Максимум анциловой трансгрессии			VIII
8 800				
9 200	2-я иольдиевая трансгрессия	(Стадия эхейнс ?) Иольдиевая	Пребореальная	IX
9 500	Максимум 1-й иольдиевой трансгрессии			
10 200	Регрессия балтийского ледникового озера			
		Балтийское ледниковое озеро	Поздний дриас	

Глава V

ТЕКТОНИКА

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Первые обобщенные сведения о тектоническом строении территории Ленинградской, Псковской и Новгородской областей приведены в работах А. П. Карпинского (1887, 1894, 1919). Особенно важным является то, что в этих работах впервые рассматривается вопрос о существовании архейского кристаллического фундамента Русской платформы, имеющего блоковое строение. По мнению А. П. Карпинского, Балтийский щит представляет собой крупный неподвижный массив фундамента — горст, вокруг которого происходили колебательные движения прилегающих частей Русской платформы. В результате тектонических движений по окраинам «горста» возникли провалы-грабены, которые унаследованы впадинами Финского залива, Ладожского и Онежского озер; расположение горстов и грабенов в фундаменте определяет положение дислокаций в осадочном чехле и находит отражение в основных чертах орографии тех частей территории, где фундамент расположен близко к поверхности. Пологое падение нижнепалеозойских отложений на склоне Балтийского щита в южном направлении объясняется А. П. Карпинским образованием широтной среднедевонской впадины, а выходы кембро-силурийских отложений в бассейнах рек Ловати и Шелони — проявлением антиклинального поднятия, также вытянутого в широтном направлении. При этом он подчеркивал, что широтная ориентировка структурных форм, зафиксированных в отложениях девона и кембро-силура, связана с волновым характером колебательных движений на Русской платформе, приводивших поочередно к меридиональному или широтному расположению отдельных частей ее структуры.

Принципиально иную трактовку тектонической структуры Балтийского щита предложил в 1912 г. М. М. Тетяев. Он считал, что Балтийский щит является не горстом, как это предполагал А. П. Карпинский, а сложной антиклинальной структурой. Денудацией ее до самых корней объясняется, по мнению М. М. Тетяева, широкое распространение на поверхности щита кристаллических пород архейского возраста.

Идеи А. П. Карпинского получили дальнейшее развитие в работах А. Д. Архангельского (1923, 1924, 1932, 1934, 1937). Щиты и подземные выступы фундамента (горсты и подземные горсты А. П. Карпинского), по мнению А. Д. Архангельского, имеют пологие склоны и только местами рассечены сбросами на горсты и грабены; возраст пород, слагающих кристаллический фундамент в наиболее погруженных его частях, может быть моложе докембрийского, а опустившиеся участки фундамента в конечной стадии формирования превращаются в прогибы геосинклинального типа.

А. Д. Архангельский считал также, что южный склон Балтийского щита простирается до самого Полесья и является частью горста, срезанного абразией, и что возраст сбросов, обрамляющих Балтийский щит, очень молодой, в результате чего они не могут являться основными структурными элементами платформы. По его представлениям,

структуры осадочного покрова приспособляются к выступам фундамента так же, как окраинные горные сооружения к границам платформ в целом.

А. Д. Архангельский (1934, 1937) одним из первых широко применил данные геофизических исследований для расшифровки тектонического строения докембрийского фундамента Русской платформы. Он связывал гравиметрические и магнитные аномалии меридиональной или близкой к ней ориентировки с зонами распространения складчатых образований карелид, а магнитные аномалии широтного простирания — с площадями развития кристаллических пород архея.

В 1938 г. М. М. Тетяев высказал предположение, что Балтийский щит и кристаллический фундамент территории, расположенной западнее меридиана г. Москвы, сложены складчатыми образованиями карелид, обрамляющими докарельскую платформу Восточной Европы. Примерно такой же точки зрения придерживался и А. А. Полканов (1939), который отнес образования Балтийского щита в Южной Карелии и в северной части Ленинградской области к Финляндской субзоне складчатого пояса карелид. А. А. Полканов выдвинул также представление о так называемой «большой флекуре», обрамляющей южную окраину Балтийского щита и являющейся как бы естественной границей между щитом и фундаментом Русской платформы. К этой структурной зоне приурочены, по его мнению, породы иотния, интрузии рапакиви и другие верхнепротерозойские магматические образования. Им же впервые был поставлен вопрос о древнем заложении современной границы Балтийского щита и фундамента Русской платформы.

Значителен вклад в изучение тектоники Русской платформы Н. С. Шатского (1937, 1940, 1945, 1946, 1957, 1961). Он первым ввел в геологическую науку понятие о Восточно-Европейской платформе, основными структурами которой являются Балтийский щит и Русская плита. В своих работах он показал, что фундамент платформы представляет собой сложное складчатое сооружение архейского и протерозойского возраста, в составе которого наиболее древними являются саксаганиды, промежуточное положение занимают наиболее распространенные карелиды и, наконец, самыми молодыми являются тиманиды, развитые на северо-востоке платформы. Территорию Карелии Н. С. Шатский рассматривал как часть складчатой зоны карелид, ограниченной с запада свекофенской платформой, а с северо-востока беломорскими складчатыми структурами архея.

Структурные особенности осадочного чехла платформы Н. С. Шатский характеризовал на основе оценки комплекса данных: палеогеологических построений, изменчивости мощности и фациального состава отложений, палеогеоморфологических особенностей поверхности кристаллического фундамента и др.

В истории развития Русской плиты Н. С. Шатский выделяет четыре стадии: в первую (рифей, нижний кембрий) возникли Балтийский щит и Балтийский прогиб с широтной и северо-восточной ориентировкой крупных структур; во вторую стадию (ордовик и силур) все структурные изменения были связаны с развитием каледонской складчатости в Грампианской геосинклинали; в третью (девон, карбон, пермь) отмечены воздымание в раннем девоне и перестройка структурного плана в среднем и верхнем девоне, активизация формирования Московской синеклизы. В четвертую стадию (юрский период) прогибались Московская и Балтийская синеклизы.

Н. С. Шатским выделены каледонская, герцинская и альпийская структуры Русской плиты. Характерной особенностью первой из них он считает широтный прогиб вдоль окраин Балтийского щита (отмечав-

шийся ранее А. П. Карпинским), на фоне которого намечает «эстонский поперечный перегиб» (вдоль оси Чудского озера и р. Великой). Герцинская структура южного склона Балтийского щита в целом совпадает с его каледонской структурой. Существенным элементом этой структуры была вновь возникшая Латвийская седловина, которая отделила Московскую синеклизу от Балтийского прогиба. В альпийское время территория Северо-Запада Русской плиты представляла собой сушу.

А. П. Карпинский еще в 1919 г. указывал, что все наблюдаемые нарушения в залегании палеозойских пород имеют тектоническую природу. Позднее противоположную точку зрения высказали И. В. Даниловский (1932), М. Э. Янишевский (1932) и некоторые другие исследователи, объясняя видимые в обнажениях разрывы и мелкую складчатость воздействием ледника (глатцотектоникой). Результаты последующих исследований показали правомерность обеих точек зрения.

Б. П. Асаткин (1934, 1937, 1938) установил тектоническую природу нарушений в известняках ордовика в районе с. Веймарна, на р. Ламошке и в ряде других пунктов. Также тектоническими причинами он объяснял происхождение так называемых «Гдовских дислокаций» вблизи д. Мишина Гора на севере Псковской области. Хотя последнее оспаривалось С. М. Чихачевым (1936), считавшим Гдовские нарушения гляциодислокациями, исследования последних лет (Малаховский, Буслович, 1966 и др.) все более подтверждают правоту Б. П. Асаткина.

Вслед за С. Тейхертом (Teichert, 1927), Б. П. Асаткин обратил серьезное внимание на трещиноватость отложений ордовика, подтвердив северо-восточное и северо-западное направления трещин. Наблюдаемое местами по трещинам проявление сульфидной минерализации он связывал с гидротермальными процессами и наличием на глубине кислой интрузии.

Е. П. Брунс (1940) выявила и изучила в районе г. Пскова в отложениях девона куполовидные структуры, происхождение которых объясняла тектоническими причинами.

Начатое в предвоенные годы выяснение перспектив нефтеносности северо-запада РСФСР и в том числе Ленинградской области сопровождалось изучением тектоники этой территории. М. М. Тетяев (1941), В. М. Сенюков (1941 г.) и М. М. Варенцов (1941) в своих статьях, посвященных проблеме нефтеносности Ленинградской области, указывали на наличие здесь тектонических нарушений. М. М. Тетяев подчеркивал, что только нежеланием отказаться от представлений о спокойном залегании слоев палеозоя на жестком кристаллическом основании вызвано объяснение этих дислокаций влиянием ледника. М. М. Варенцов тогда же первым высказал мысль о связи дислокаций четвертичного возраста с тектоническими явлениями на глубине.

Первые послевоенные годы характеризуются широким развитием структурно-картировочных и геологосъемочных работ на территории Ленинградской области и Прибалтики, а также составлением сводных карт и монографий по тектонике. Наиболее значительные из них, в которых впервые было предложено структурное районирование рассматриваемой территории, принадлежат Н. А. Кудрявцеву и Ф. А. Алексееву.

Н. А. Кудрявцев (1946) на южном склоне Балтийского щита выделил Прибалтийскую впадину, простирающуюся до линии Гродно — Вильнюс — Смоленск — Орел, осложненную двумя валообразными структурами близмеридионального простирания. Одна из них располагается между городами Двинском и Таллином, другая (гипотетиче-

ская) — между г. Смоленском и Онежским озером. Последняя, по мнению Н. А. Кудрявцева, ограничивает Московскую синеклизу с запада.

Ордовикский и Карбоновый уступы Н. А. Кудрявцев связывает с линейными глубинными структурами. Он отмечает отражение молодых структур осадочного чехла в современном рельефе, развивая далее идею А. П. Карпинского о связи современной орогидрографии с геологическим строением территории. Возникновение в осадочном чехле мелких структур Н. А. Кудрявцев объясняет местными вертикальными движениями докембрийского фундамента в последевонское и более позднее время, а структуры более крупного размера относит к структурам облекания, неравномерного накопления и уплотнения.

Ф. А. Алексеев (1947) уточнил строение Прибалтийской впадины, выделив в ней ряд крупных структурных элементов, из которых на характеризующейся площади располагаются: Балтийский выступ фундамента (на юге до линии Рига — Псков — Новгород — Ладожское озеро); Латвийская седловина (полоса южнее линии Рига — Псков); Приильменная впадина (на площади Псков — Невель — Валдай — Ладожское озеро); Валдайский вал, являющийся западной границей Московской синеклизы (приблизительно совпадающий с гипотетическим валом Н. А. Кудрявцева); Северо-Западное крыло Подмосковной впадины (восточнее Валдайского вала).

Кроме того, Ф. А. Алексеев наметил зоны вертикальных движений фундамента в нижнем и среднем палеозое по меридиану Чудского и Псковского озер, по линии Ладожское озеро — оз. Ильмень — г. Холм и структурные уступы: Лужский (от Вороньего Камня на Ленинград, полукругом), Шелонский (по линии Псков — Новгород), Рижский (Псков — Рига) и Холмский (идущий через г. Холм в северо-восточном направлении).

Все перечисленные выше структурные формы возникли, по мнению Ф. А. Алексеева, вследствие вертикальных движений фундамента. По его представлению ступенчатым переходам между положительными и отрицательными формами кристаллического фундамента в осадочном чехле отвечают террасовидные уступы и асимметричные антиклиналы с малыми амплитудами. С зонами структурных уступов связаны локальные поднятия.

А. Н. Федоров (1946), В. М. Сенюков (1947), Н. Д. Божок (1946 г.) установили, что нарушения, наблюдаемые в обнажениях горных пород, могут быть вызваны не только тектоническими причинами, но и воздействием ледника. В. М. Сенюковым было доказано ледниковое происхождение известных выходов кембрийских и ордовикских пород по рекам Шелони и Поле и подтверждена точка зрения И. Лагузена (1873) о тектоническом происхождении нарушений в бургских известняках на южном берегу оз. Ильмень.

О возможном существовании плавных пологих изгибов слоев в осадочном чехле, образующих структурные носы, купола и другие подобные структуры платформенного типа, писал в одной из своих работ М. Э. Янишевский (1948 г.). Образование многих из них он связывал «... с подъемом глыб фундамента по пересекающим его трещинам». Вместе с тем М. Э. Янишевский допускал, что ряд структур является структурами облекания выступов фундамента. Однако возникновение всех смятий и разрывов в слоях, видимых на естественных обнажениях, он объясняет исключительно воздействием давления края ледника. Что же касается известных стратиграфических перерывов и несогласий на границе кембрия и ордовика, ордовика и девона, то они, по мнению М. Э. Янишевского, являются результатом региональных эпейрогенических движений.

Изучая восточную часть Балтийского щита, К. О. Кратц (1955) отнес территорию Карелии к самостоятельной Карельской ветви карелид и разделил карельские образования на нижний и верхний карелид. В их структуре он выделил нижний структурный ярус, сложенный складчатыми, сильно метаморфизованными нижнекарельскими отложениями геосинклинального происхождения, и верхний структурный ярус, сложенный менее метаморфизованными верхнекарельскими отложениями мелководного морского и континентального генезиса. Л. Я. Харитонов (1955) разделил карельские образования на нижне- и верхнепротерозойские (отнеся ютний к докембрию). По структурным особенностям в системе Карельской складчатости он выделил область ранних карелид с метаморфизованными отложениями нижнего и отчасти верхнего протерозоя (Западно-Карельский антиклинорий) и окружающие ее Восточно-Карельскую и Восточно-Финляндскую зоны поздних карелид. И те и другие с открытой части Балтийского щита протягиваются на его погребенные склоны.

Многочисленные новые данные были получены в течение 1946—1955 гг. при бурении опорных и структурных скважин. Результаты этих исследований, обобщенные В. А. Котлуковым и Б. Б. Митгарц (1955), Е. М. Люткевичем и М. И. Пейсиком (1957), позволили уточнить и дополнить прежние представления о тектоническом строении территории. Было подтверждено наличие в районе г. Пскова крупных поднятий (Локновского и Лопатовского).

Существенно пополнились сведения о тектонической структуре рассматриваемого региона в процессе поисков подземных хранилищ для природного и сжиженного газа (М. И. Пейсик, Л. И. Станкевич и др., 1956—1968 гг.). Многочисленные пробуренные с этой целью скважины, в сочетании с геологической съемкой и геофизическими исследованиями, помогли детализировать структурный план территории, уточнить отдельные моменты его формирования. Особенно важной оказалась роль площадных аэромагнитных и гравиметрических исследований, маршрутных сейсмических и электроразведочных работ, с помощью которых было создано представление о внутренней структуре, вещественном составе и форме поверхности кристаллического фундамента, уточнено строение осадочного покрова.

Опираясь на данные глубокого бурения и геофизических исследований, Е. М. Люткевич (1953 г.) высказал мысль, что структуры в осадочном чехле соответствуют структурам кристаллического фундамента, проявляющимся в форме его поверхности. Это положение было повторено Э. Э. Фотиади (1958) и легло затем в основу многих тектонических карт, на которых рельеф («структура») поверхности кристаллического фундамента интерпретировался как проявление его тектонической структуры, унаследованной осадочным чехлом.

В 1958 г. Э. Э. Фотиади опубликовал схему тектонического строения докембрийского фундамента, из которой явствует, что в пределах Русской платформы он образован в основном породами архея.

Разработанная Л. А. Варданянцем схема стратиграфии суперкрупных образований фундамента использовалась как основа для стратиграфического расчленения древних кристаллических пород в последующих подобных работах. Она не утратила своего значения и в настоящее время.

В 1964 г. вышла в свет серия палеогеологических карт под редакцией Е. П. Брунс и А. Я. Дубинского. На картах подробно освещено геологическое строение северо-запада Русской плиты. Большой интерес представляют выводы Е. П. Брунс о том, что консолидация кристаллического фундамента в пределах рассматриваемого региона за-

вершилась только в позднем протерозое, между протерозойским и палеозойским этапами геологического развития платформы произошла структурная перестройка, в процессе которой наибольшей тектонической активностью отличался край Балтийского щита и т. д. В пределах территории Северо-Запада авторы палеогеологических карт выделили следующие крупные структуры: Балтийскую и Московскую синеклизы, Латвийскую седловину, Приладожский, Прионежский, Коношский и Крестецкий прогибы, Локновское поднятие.

В 1967 г. была издана одна из наиболее полных сводок о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы, подготовленная группой сотрудников Западного геофизического треста под руководством В. Н. Зандера. В основу этой работы положены главным образом результаты комплексных геофизических исследований. В ней детально рассмотрены все вопросы, связанные с внутренним строением, вещественным составом и особенностями современного рельефа докембрийского фундамента. По представлениям авторов работы, большая часть рассматриваемой территории относится к Балтийскому щиту, обрамленному с юга Латвийской седловиной и с юго-востока Крестецким авлакогеном. Центральную ее часть (в районе Новгорода) занимает обширный массив гранитов архейского возраста, обрамленный со всех сторон системами протерозойских складчатых сооружений. Архейские гранитовые массивы выделяются также в северо-восточной (Олонецкий) и в восточной (Пестовский) частях территории. Отдельные их участки частично или полностью переработаны процессами складкообразования в протерозойское время. Архейские массивы и обрамляющие их протерозойские складчатые образования контактируют между собой по системам глубинных разломов, четко выраженным в виде зон градиентов и полосовых магнитных аномалий.

Данные, полученные в результате геофизических и геологических исследований в последние годы, позволили В. Н. Зандеру еще более уточнить и детализировать представления о строении кристаллического фундамента и построить для южного склона Балтийского щита структурные карты. На основе этих карт с учетом материалов К. О. Кратца (1957, 1958 гг.), Л. Я. Харитонова (1958) и В. А. Перевозчиковой (1957, 1962 гг.) была составлена тектоническая карта докембрийского фундамента, помещенная в настоящем томе.

В середине шестидесятых годов группой сотрудников Ленинградского государственного университета и Лаборатории аэрометодов под руководством С. С. Шульца были проведены исследования с целью установления связей между формами рельефа современной поверхности и тектонической структурой региона (Шульц и др., 1963; Можяев и Можяева, 1964; Можяев, 1966). В результате было установлено (Б. Н. Можяев) преобладание прямых связей.

С. С. Бауков и позднее А. П. Саломон установили непосредственное влияние тектонических движений на характер осадконакопления и размещение месторождений полезных ископаемых в Прибалтийском бассейне горючих сланцев (Бауков, 1955) и в Боровичско-Валдайском районе Подмосковного угленосного бассейна (Саломон, 1966).

Накопившийся к настоящему времени обширный геологический и геофизический материал позволяет не только видеть особенности современной структуры, но также восстановить историю ее возникновения и развития.

Обобщение и анализ этого материала и его сопоставление с данными по значительной части Русской плиты и восточной окраины Балтийского щита выполнены в течение последних лет большим коллективом геологов и геофизиков Северо-Западного геологического управле-

ния и Западного геофизического треста. В результате произведено геотектоническое районирование и выяснены особенности геологической структуры кристаллического фундамента. Получено представление о слагающих его складчатых системах, их возрасте и главных элементах структуры. В геологическом разрезе осадочного чехла выделены возрастные структурные подразделения, установлены особенности их тектонического развития и строения. Установлены зоны вертикальных нарушений и прослежена историческая и генетическая связь между дизъюнктивными и пликтивными структурами. Рассмотрены соотношения между строением осадочного чехла, формой поверхности кристаллического фундамента и рельефом современной поверхности.

МЕТОДИКА ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Кристаллическое основание и осадочный чехол Русской плиты по физическим свойствам и условиям залегания горных пород резко отличаются друг от друга. Этим обстоятельством обусловлены различия методов их изучения и неодинаковая степень изученности.

Кристаллический фундамент. Магнитные (воздушные и наземные) исследования, проведенные в большом объеме в пределах Балтийского щита и Русской плиты в сочетании с данными бурения, показали, что аномальное магнитное поле обусловлено в основном вещественным составом пород архейско-протерозойского фундамента. При этом учитывалась возможность возникновения аномалий от магнитных пород и относительно молодых магнитных интрузий в осадочном чехле. При интерпретации аномалий силы тяжести принималось во внимание то, что в общем случае аномалии обусловлены глубинными изменениями плотности в подкоровом веществе, изменениями плотности пород, слагающих структуры фундамента (консолидированной коры), и изменениями структуры и мощности осадочного чехла.

Магнитные и гравитационные поля Восточно-Европейской платформы в основном характеризуются обширными областями с мозаичным строением, разделенными, а частью опоясанными зонами линейных аномалий. При этом на основании совместного анализа физических полей и геологического строения обнаженных районов Балтийского щита было установлено соответствие областей с мозаичным строением магнитного и гравитационного полей древним массивам более ранней консолидации (докарельские ядра), а окаймляющих их систем полосовых аномалий — областям приспособления более молодой карельской складчатости.

Для удобства интерпретации магнитного поля рассматриваемой территории была использована карта магнитных пород фундамента, составленная под редакцией В. Н. Зандера (1967), которая характеризует форму, простираение, намагниченность отдельных тел и дает возможность провести по этим признакам районирование поля. За эталоны были приняты разновозрастные структуры фундамента восточной, обнаженной части Балтийского щита в пределах Карельской АССР. Для анализа гравитационного поля использована сводная карта Δg . Анализ аномалий по форме, размерам, ориентировке и протяженности позволил провести районирование наблюдаемого поля Δg , а также разделить аномалии на два типа: аномалии, связанные с геологическими структурами, составом и плотностью пород, слагающих верхнюю часть фундамента, и аномалии глубинного характера.

По материалам аэромагнитных и гравитационных съемок представилось возможным установить, с различной степенью вероятности, тектонические нарушения. При этом наиболее отчетливо выделялись нарушения, сопровождающиеся внедрением интрузий, — они интерпретировались как зоны глубинных разломов. Все глубинные разломы обычно приурочены к контурам разновозрастных и тектонически различных структур. Тектонические нарушения, не сопровождающиеся интрузиями, могут быть выделены по резкой смене простирания и по резкому горизонтальному градиенту аномалии.

Для установления относительного возраста складчатости существенное значение имеют особенности внутренней структуры фундамента. Так, наличие антиклинальных структур может служить основанием для предположения о развитии древних образований, а наличие синклиналильных структур — о развитии молодых образований.

Анализ магнитных и гравитационных аномалий и данные определений физических свойств горных пород фундамента в пределах обнаженной части Балтийского щита, систематизированные Н. Б. Дортман (1964 г.), позволили установить геофизические характеристики различных структур, стратиграфических комплексов и отдельных литологических разностей пород фундамента.

1. Синклинории в эвгеосинклиналиных областях в магнитном и гравитационном полях отображаются относительно повышенными значениями ΔT и Δg , в то время как антиклинории характеризуются относительно пониженными значениями ΔT и Δg . Указанная закономерность резче всего проявляется для нижнепротерозойских систем и несколько менее определено для зон нижнепротерозойской переработки более древней складчатости.

2. Архейские срединные массивы характеризуются ярко выраженным мозаичным строением магнитного и гравитационного полей. Магнитные тела на площади развития пород архейского возраста имеют незначительную насыщенность, хаотическое расположение, небольшие размеры, намагниченность их колеблется от 0 до 500 единиц¹. Гравитационные аномалии имеют как положительные, так и отрицательные значения. В антиклиналях, сложенных архейскими породами, увеличивается удельный вес пониженных значений как полного вектора магнитного поля (ΔT), так и поля силы тяжести Δg . В общем случае архейские системы сложены гнейсами и характеризуются широким развитием процессов мигматизации и гранитизации.

3. В пределах Балтийского щита и его склонов нижнепротерозойские складчатые системы отображаются в магнитном и гравитационном полях выдержанными по простиранию, удлиненными магнитными телами преимущественно большой намагниченности — около 1500 единиц. Высокая намагниченность обусловлена наличием магнетит- и пирротинсодержащих сланцев и гнейсов, интрузий основных и ультраосновных пород.

В антиклинальных структурах нижнепротерозойской складчатости возрастает удельный вес менее интенсивных аномалий, вплоть до слабо или вообще немагнитных участков, к которым приурочиваются и относительно пониженные значения поля силы тяжести.

4. Архейские области консолидации, переработанные нижнепротерозойскими складчатыми движениями, характеризуются как мозаичными так и линейными магнитными и гравитационными полями. На карте магнитных пород наряду с телами, ориентированными в разных на-

¹ За единицу намагниченности принята величина: 1×10^{-6} СГС.

правлениях и небольших размеров, с намагниченностью до 500 единиц, появляются тела выдержанного простирания, удлиненной формы с относительно большой намагниченностью. При этом сильномагнитные тела, как правило, группируются вдоль отдельных зон, по которым, по-видимому, переработка происходила наиболее интенсивно.

5. Участки развития среднепротерозойского комплекса пород не имеют отчетливо выраженных геофизических характеристик, но в то же время в магнитном поле они характеризуются несколько повышенными значениями ΔT . Магнитные тела здесь преимущественно удлиненной формы, с намагниченностью до 600 единиц. В гравитационном поле эти участки отмечаются относительно пониженными значениями Δg . По-видимому, среднепротерозойские породы в подавляющем большинстве случаев подстилаются суперкрупными образованиями нижнего протерозоя, а потому их геофизическая характеристика определяется суммарным эффектом от нижне- и среднепротерозойских пород.

6. Зоны развития гранитов или вообще зоны повышенной гранитизации выделены по минимуму силы тяжести и отсутствию магнитных аномалий.

7. Основные и ультраосновные породы отображаются резкими локализованными аномалиями как в поле силы тяжести, так и в магнитном поле.

Границы разновозрастных складчатых комплексов можно также проводить по региональным зонам стыков линейных аномалий с зонами мозаичного строения поля. В общем случае определение относительного возраста пород можно осуществлять по характеру взаимоотношения аномалий. Так, при пересечении различных аномалий более молодую складчатость будут отображать те из них, которые в зоне пересечения прослеживаются без перерывов. При огибании линейными аномалиями какой-либо области эти аномалии также отражают более молодую складчатость.

Все разновозрастные, тектонически различные структуры, выделенные по указанной выше методике, были затем сопоставлены с имеющимися данными по определению абсолютного возраста пород, вскрытых в их пределах.

Рельеф современной поверхности архейско-протерозойского фундамента (см. рис. 52) построен по данным глубокого бурения и интерпретации материалов аэромагнитной съемки, сейсморазведки и электро-разведки, по отметкам абсолютной высоты. Всего для построения этого рельефа учтены результаты бурения 450 скважин, а также данные вычислений глубин залегания фундамента по геофизическим материалам в 1000 точках.

Распределение скважин и геофизическая изученность площади крайне неравномерны, а потому достоверность изображенного рельефа на разных участках различна.

Все выделенные в пределах погруженных склонов Балтийского щита разломы по степени их обоснованности разделены на две группы: достоверные и предполагаемые. К достоверным отнесены разломы, установленные бурением или прослеженные по данным нескольких геофизических методов и сопровождаемые при этом разломами или флексурами в осадочном чехле. Разломы, установленные только по геофизическим данным, отнесены к предполагаемым.

Осадочный чехол. При анализе тектоники осадочного чехла использованы разрезы свыше тысячи ста буровых скважин, из которых около 450 достигли кристаллического фундамента, материалы изучения нескольких сотен естественных обнажений и десятков карьеров и шахт, результаты морфометрических построений и другие материалы.

В разрезе осадочного чехла отчетливо выделяется несколько толщ, каждая из которых формировалась при своеобразном тектоническом режиме и поэтому отличается от других толщ присущими только ей структурными особенностями. Каждый этап тектонического развития неизменно завершался региональным подъемом земной коры и денудацией, вследствие чего указанные толщи разграничены структурно-денудационными поверхностями.

Толщи, расположенные между двумя структурно-денудационными поверхностями и включающие образования нескольких групп или систем, выделяются в структурные ярусы. В структурные подъярусы выделены толщи, также ограниченные структурно-денудационными поверхностями, но объединяющие образования только одной системы.

А. П. Саломоном и Г. И. Егоровым (1967 г.) в осадочном чехле северо-западной окраины Русской плиты были выделены пять структурных ярусов, из которых четыре распространены на рассматриваемой территории. Один из них — вологодский разделен на три подъяруса.

Для всех структурных ярусов и подъярусов в исторической последовательности были установлены: тектонический режим их формирования, палеоструктурные особенности и те изменения, которые возникли при воздействии последующих тектонических процессов на уже сформированные структурные комплексы. В каждом структурном ярусе или подъярусе была выбрана опорная маркирующая поверхность, обычно подошва стратиграфического горизонта, расположенного наиболее близко к основанию структурного яруса или подъяруса: котлинского горизонта вендского комплекса, балтийской серии нижнего кембрия, волховского горизонта ордовика, старооскольского горизонта среднего и снеогогорских слоев верхнего девона, окского надгоризонта карбона. Относительно этих поверхностей произведены палеотектонические реконструкции. По абсолютному положению указанных поверхностей и подошвы возрастных тектонических подразделений характеризуется современная структура разреза.

Карты изопахит структурных ярусов и подъярусов дают возможность судить о палеоструктурных перестройках, о площадях преимущественного погружения или воздымания территории в различные интервалы времени. Сопоставление карт изопахит с гипсометрическими картами позволяет проследить историю структурного развития отдельных частей разреза и региона в целом.

Анализ распределения мощности структурных подразделений и гипсометрического положения маркирующих поверхностей позволил обнаружить довольно многочисленные, линейно ориентированные зоны вертикальных нарушений в осадочном чехле, подтвержденные элементами гидрографической сети, интенсивной трещиноватостью горных пород, а также разрезами и контурами геологической карты.

Изучение естественных и искусственных обнажений позволило выявить ряд пликативных и дизъюнктивных проявлений тектоники и исследовать трещиноватость горных пород, которая является чрезвычайно чутким индикатором нарушения моноклинального залегания слоев.

Структурно-геоморфологические построения дали возможность установить связь между геологической структурой и современным рельефом; анализ спрямленных элементов гидросети позволил выявить зоны новейших вертикальных нарушений.

Главной причиной, определяющей условия формирования и основные изменения структуры осадочного чехла, являются движения кристаллического фундамента. Представления об относительных перемещениях фундамента получены путем реконструкции его поверхности для

начала котлинского и балтийского времени, ордовикского периода, среднедевонской и верхнедевонской эпох.

Последовательное изменение формы поверхности фундамента позволяет судить о направлении и характере движений в определенные отрезки геологического времени.

Структурно-денудационные поверхности, возникшие в заключительные моменты тектонических перестроек, отчетливо отражают направление движений, при которых формировался геологический разрез в предшествующее время. Показанное на той же карте распространение налегающих на них отложений поясняет тектонический режим, обусловивший ход новой трансгрессии. Рельеф структурно-денудационных поверхностей строился аналогично рельефу кристаллического фундамента, но реконструкции каждый раз производились относительно подошвы ближайшего маркирующего горизонта в перекрывающих отложениях. Таким способом были построены досреднекембрийская, додевонская и додевизийская структурно-денудационные поверхности.

Анализ полученных данных показал, что, видимо, только главные формы древних структурно-денудационных поверхностей непосредственно обусловлены наиболее крупными палеоструктурами. Однако недостаток фактического материала затрудняет однозначное решение этого вопроса, тем более, что для современной поверхности характерна вполне определенная связь между относительно небольшими по размерам формами рельефа и геологической структурой.

Тектоническая карта (см. рис. 53) дает общее представление о тектонике осадочного чехла. На ней показаны площади выхода структурных ярусов и подъярусов на дочетвертичную поверхность, а для одного (архангельского) яруса, кроме того, его распространение на глубине. Изогипсами изображена структура осадочного чехла по подошве ярусов и подъярусов.

На карте выделены также зоны вертикальных нарушений и сопровождающие их локальные структуры, участки усложненной трещиноватости горных пород и выявленные морфологически зоны новейших вертикальных нарушений. В любой точке карты можно определить общую мощность осадочного чехла и глубину залегания отдельных структурных частей разреза, а также установить принадлежность данного участка к той или иной структурной форме, увидеть его расположение относительно разрывных нарушений.

Сопоставление тектонических карт кристаллического фундамента и осадочного чехла (см. рис. 51 и 53), карты рельефа кристаллического фундамента (см. рис. 52), геологических и палеоструктурных разрезов (см. рис. 54) позволяет сравнить элементы тектоники доплатформенного периода развития со строением осадочного чехла и увидеть отражение новейших тектонических движений, т. е. проследить связь между тектоникой прошлого, современным строением территории и новейшими движениями земной коры.

ТЕКТОНИКА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Рассматриваемая территория занимает часть южного склона Балтийского щита, весьма слабо изученного, особенно на глубинах более 0,5 км. Только на площадях, непосредственно примыкающих к обнаженной части щита, где кристаллический фундамент вскрыт большим числом буровых скважин, был получен материал, позволяющий сравнительно полно охарактеризовать его тектоническую структуру и петрографический состав пород.

Почти все исследователи, занимавшиеся изучением кристаллического фундамента этой территории (Архангельский, 1923, 1937 а; Тетяев, 1938; Шатский, 1937, 1940, 1946, 1952, 1957; Фотиади, 1957, 1958; Варданыц, 1960, 1966; Тихомиров, 1966; Зандер и др., 1967), представляли его тектонику весьма схематично.

Достигнутые за последнее время результаты геофизических работ позволили установить, что тектоническое строение фундамента в пределах погруженных склонов Балтийского щита достаточно сложное. Склоны щита на большей части исследованной территории ограничиваются зонами глубинных разломов, по которым произошло резкое и глубокое погружение кристаллического фундамента в сторону Русской плиты. На карте рельефа современной поверхности кристаллического фундамента (см. рис. 52) границы склонов прослеживаются по изогипсам, имеющим отметки минус 1,0—1,5 км.

При дешифрировании тектоники фундамента первостепенное значение имеет решение вопроса о возрасте структур складчатого основания платформенных областей, что позволяет более определенно судить об особенностях формирования земной коры и геотектонического развития осадочного чехла.

Для выяснения связи физических полей с внутренней структурой фундамента и возрастом складчатости был проведен тщательный статистический анализ геофизических параметров, полученных при аэромагнитной и гравитационной съемках на обнаженной части Балтийского щита. Установленные связи геофизических полей с известными разновозрастными структурами дорифейского фундамента были затем перенесены в область погруженных склонов щита, с учетом особенностей полей, заведомо сохраняющихся при погружении кристаллического фундамента.

Геотектоническое районирование дорифейского фундамента

С севера к рассматриваемой территории примыкает и частью заходит в ее пределы (Карельский и Онежско-Ладожский перешейки) так называемый Карельский геотектонический район (Л. Я. Харитонов, 1958 г.), в юго-западной части которого выделяется Восточно-Финляндская синклиновая зона. Структуры этой синклиновой зоны слагают северное и северо-западное побережье Ладожского озера. На юго-востоке она частично перекрывается крупным верхнепротерозойским (питкярантским) массивом гранитов рапакиви, часть же скрывается под слабо дислоцированными образованиями верхнего протерозоя и палеозоя. Юго-западная окраина Восточно-Финляндской синклиновой зоны скрыта под отложениями осадочного чехла Русской плиты.

На юго-востоке южной окраины Балтийского щита выделяется Западно-Карельская синклиновая зона, погружающаяся под сильно нарушенные отложения верхнего протерозоя и палеозоя.

Указанные синклиновые зоны разделяются Восточно-Финляндской антиклинорной зоной, которая заходит в пределы Карелии своим юго-восточным краем вдоль государственной границы.

Восточно-Финляндская синклиновая зона имеет сложное строение. Она характеризуется преобладающим развитием мощных, интенсивно дислоцированных отложений нижнего протерозоя, среди которых выступают гнейсо-граниты архея, прорванные интрузиями протерозойского возраста (К. О. Кратц, 1960 г.).

Западно-Карельская синклиновая зона характеризуется наличием приподнятого нижнепротерозойского фундамента. В ее пределах распространены архейские образования, обширные площади которых раз-

делены узкими синклиналиными структурами интенсивно складчатых геосинклиналиных отложений нижнего протерозоя. Внутренняя сторона архейских глыб в значительной мере или даже полностью претерпела перестройку в период Карельской складчатости (К. О. Кратц, 1960 г.).

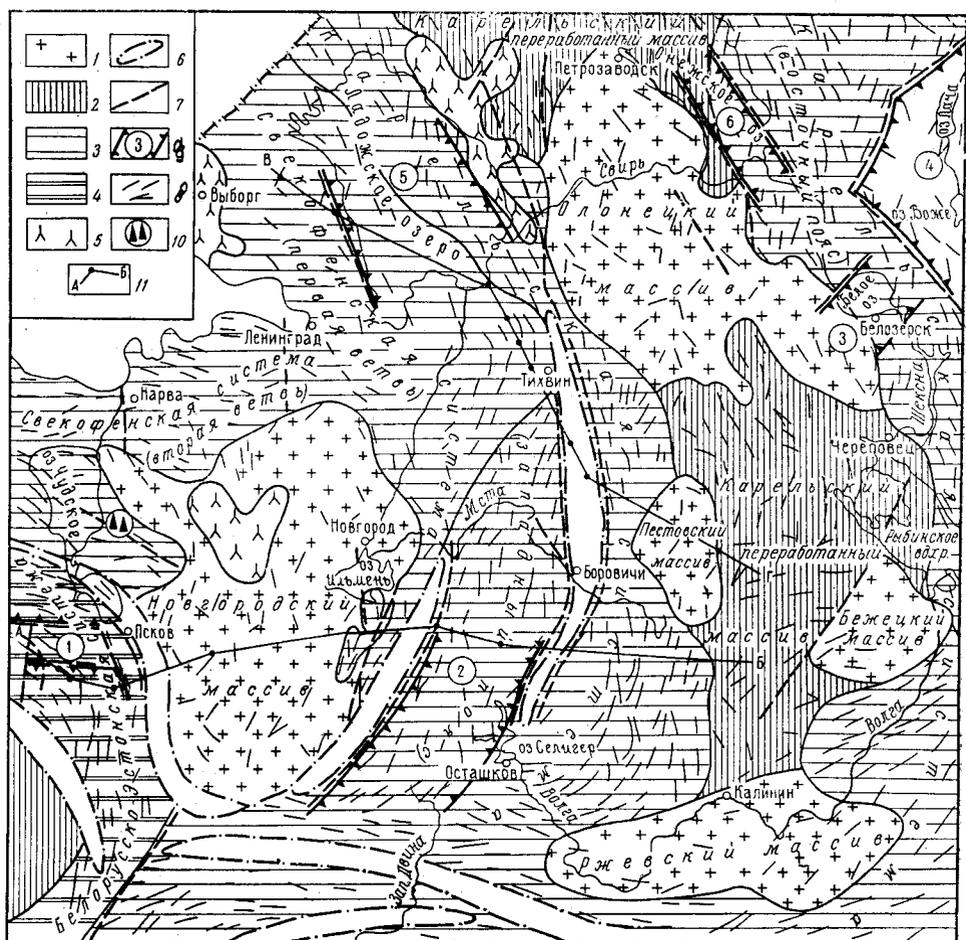


Рис. 51. Схема тектоники фундамента. Составил В. Н. Зандер (1969 г.)

1 — архейские (нерасчлененные) срединные массивы; 2 — архейские массивы, переработанные нижнепротерозойскими складчатыми движениями; 3 — нижнепротерозойские системы складчатости (свекофенские, карельские); 4 — ниже-среднепротерозойские системы складчатости; 5 — массивы гранитов рапакиви; 6 — зоны интенсивности проявления интрузий основного и ультраосновного состава; 7 — тектонические нарушения (предлагаемые); 8 — оси магнитных тел; 9 — тектонические структуры (цифры на карте); 10 — локновский вал, 2 — Крестецкий авлакоген, 3 — Белозерская котловина, 4 — Воже-Лачский авлакоген, 5 — Ладожский грабен, 6 — Петрозаводский грабен; 10 — тектонические нарушения неустановленного происхождения (Мишина Гора); 11 — линии геологических разрезов

В пределах Восточно-Финляндской антиклинорной зоны развиты главным образом гнейсо-граниты архея. Здесь же отмечаются наложенные синклинали, сложенные среднепротерозойскими кварцито-песчаниками.

В пределах рассматриваемой территории (рис. 51) наиболее древними участками консолидации фундамента являются Новгородский, Олонецкий, Пестовский, Бежецкий и Ржевский архейские срединные массивы. Кроме того, отчетливо выделяются две складчатые нижнепротеро-

зойские системы — Свекофенская¹ и Карельская зоны переработки архейской складчатости нижнепротерозойскими складчатыми движениями, а также Белорусско-Эстонская система складчатости средне-нижнепротерозойского возраста.

Новгородский срединный массив располагается на стыке Ленинградской, Новгородской и Псковской областей. Массив хорошо выделяется по типичным для беломорид геофизическим характеристикам — мозаичному строению магнитного и гравитационного полей, небольшому количеству хаотично расположенных магнитных тел низкой намагниченности (до 500 единиц). Его обтекают более молодые складчатые системы, в пределах которых уверенно картируются глубинные зоны разломов, выполненные интрузиями основного и ультраосновного состава. Южная, юго-восточная и западная границы массива выражены отчетливо, северная, северо-восточная и северо-западная, напротив, менее четко, что, по-видимому, объясняется составом пород свекофенид и, в частности, толщей парагнейсов, вскрытых скважинами Столбово, Ранкапунгерья (севернее Чудского озера) и Паламусе (западнее Чудского озера), геофизические характеристики которых очень близки к характеристикам пород, слагающих Новгородский массив.

Массив сложен плагиогранитами, вскрытыми скважинами в городах Новгороде, Порхове, д. Зайцево и в некоторых других местах; по составу граниты являются плагиомикроклиновыми и содержат реликты гнейсов. В районе г. Луги располагается гравитационный минимум, отвечающий гранитам рапакиви, которые здесь также вскрыты буровыми скважинами.

Олонецкий срединный массив, расположенный к югу от г. Петрозаводска (в бассейне р. Свири), хорошо выделяется по типичным для архейских пород геофизическим характеристикам — мозаичности магнитных и гравитационных полей, небольшому количеству хаотично ориентированных магнитных тел невысокой намагниченности. Очевидно, в верхнем протерозое массив испытал некоторую переработку в результате внедрения диабазов вдоль разломов. Эти диабазы обнаружены в шокшинских песчаниках верхнего протерозоя и хорошо коррелируются по магнитным аномалиям. Массив сложен в основном комплексом гранито-гнейсов, вскрытых скважинами в поселках Пряжи, Подпорожье и Новая Речка.

Пестовский, Бежецкий и Ржевский массивы располагаются в крайней юго-восточной части описываемой территории. Они входят в состав обширной зоны архейской складчатости, переработанной процессами складкообразования в нижнепротерозойское время, но представляют собой участки, видимо, не затронутые переработкой. Массивам соответствуют пониженные значения магнитного поля. В гравитационном поле Пестовский и Ржевский массивы выражены пониженными значениями Δg , а Бежецкому массиву соответствует положительная аномалия силы тяжести. Магнитные тела характеризуются небольшой намагниченностью и различной ориентировкой в пространстве. По геофизическим характеристикам, Пестовский и Ржевский массивы сложены гранито-гнейсами, косвенным подтверждением чего может служить наличие плагиогранитов в разрезе, вскрытом скважиной под г. Ржевом. Бежецкий массив, вероятно, сложен гнейсами, обладающими высокой плотностью, близкими по составу к беломорским.

Свекофенская система складчатости протягивается из Финляндии через Карельский перешеек в район г. Ленинграда и далее в южном на-

¹ Вопрос о возрасте свекофенид является дискуссионным. Часть исследователей относят их к архею.

правлении до широты г. Старая Русса. Вторая ветвь этой системы из района Ленинграда прослеживается в близширотном направлении на Таллин и далее на запад.

Свекофенская система обрамляет Новгородский массив с севера, северо-запада и северо-востока, отделяясь от него серией тектонических нарушений. По разломам она граничит с Западно-Карельской нижнепротерозойской системой складчатости (на востоке). В пределах второй ветви свекофенской системы складчатость имеет вначале юго-западное, а к юго-западу от г. Нарвы — широтное простирание. Здесь свекофениды граничат с Белорусско-Эстонской средне-нижнепротерозойской складчатой системой.

Первая ветвь свекофенид на территории Карельской АССР и в северо-западной части Ленинградской области (Карельский перешеек) полностью расположена в пределах Восточно-Финляндской синклинойной зоны (по геотектоническому районированию Карелии). Продолжение этой ветви в южном направлении под палеозойские отложения проходит вдоль западной половины акватории Ладожского озера.

Зона свекофенид в пределах погруженных склонов Балтийского щита наиболее полно изучена буровыми скважинами. Петрографические определения керна этих скважин были обобщены С. Н. Тихомировым (1966), который установил, что среди гнейсов, вскрытых скважинами, преобладают биотитовые гнейсы. Менее распространенными являются гнейсы, содержащие гранат, кордиерит и силлиманит. В этой группе встречаются гнейсы, содержащие графит. Биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы, частью мигматиты, вскрыты скважинами в районе Ленинграда и на Карельском перешейке.

Гнейсы, содержащие гранат, кордиерит, силлиманит, переслаиваются с биотитовыми гнейсами. Графитосодержащие гнейсы встречены скважинами в северо-западной части Ленинградской области (Клопицы, Столбово), в районе Гатчины, Колпино, а также в районе Любани.

Среди гнейсов значительные по размерам площади сложены гранитами и мигматитами. Мигматиты приурочены к антиклиналям, где они развиваются по биотитовым гнейсам. Северо-западнее Приозерска гнейсы переходят в Финляндию.

Рассматриваемая ветвь свекофенид непосредственно граничит с Ладожско-Невельским поясом карелид. Соотношения обеих зон в Северном Приладожье недостаточно ясны.

В пределах Ленинградской области вскрыты основные породы — амфиболиты (амфиболитизированные габбро), отнесенные к архей-протерозою, а на побережье Копорского залива выявлен массив гранитов рапакиви.

В целом Свекофенская система складчатости представляет собой крупную синклиналичную область, характеризующуюся чередованием синклиналичных и антиклинальных складок, сложенную разнообразными по составу породами. Суперкрупные образования представлены архейскими гранито-гнейсами, нижнепротерозойскими гнейсами. Площади развития гранитов и мигматитов выделяются по магнитным телам небольшой намагниченности до 500 единиц, беспорядочно ориентированным среди поля, характеризующегося значениями ΔT , близкими к нулевым. Гнейсы свекофенид отображаются выдержанными по простиранию магнитными телами средней и высокой намагниченности. Гравитационное поле отличается от полей над другими структурами чередованием локальных максимумов и относительных минимумов, при этом максимумы соответствуют синклиналям, сложенным гнейсами, а относительные минимумы — гранитам и мигматитам, приуроченным к антиклиналям.

Магматические образования представлены архейскими плагиогранитами, гранитами рапакиви и интрузиями основных пород. К последним в большинстве случаев приурочены полосы наиболее интенсивных магнитных аномалий. Одна из таких полос, соответствующая основным интрузиям и приуроченная к зоне разлома, прослеживается в южной части системы — западном борту Валдайского авлакогена. В скважинах Диговище, Крестцы вскрыты соответственно ортоамфиболиты и толща эффузивных пород, сопровождающаяся туфами, ниже которых, по данным геофизики, следует предполагать наличие пород габбро-диабазового состава.

Разломы Свекофенской системы, по-видимому, долгоживущие, на что указывает приуроченность к ним уступов в современном рельефе фундамента.

Характер геофизических полей, взаимоотношения между складчатой системой свекофенид и архейского субстрата не исключают возможность того, что ко времени поздних карелид (Карельская система складчатости) и карелид Белорусско-Эстонской системы свекофениды были консолидированы и вместе с Новгородским срединным массивом составляли единый Таллинско-Новгородский массив.

Карельские системы складчатости — отчетливо прослеживаются по простиранию линейных магнитных и гравитационных аномалий с Балтийского щита в юго-восточном направлении двумя поясами — западным и восточным. Западный, Ладожско-Невельский, пояс карелид протягивается из Финляндии через восточную часть акватории Ладожского озера и далее в близмеридиональном направлении на г. Осташков. Южнее Осташкова, в районе городов Великие Луки и Невель близмеридиональное простирание этого пояса карелид сменяется на близширотное, окаймляя с юга Новгородский массив. На всем протяжении от Северной Финляндии до широты г. Старая Русса Ладожско-Невельский пояс карелид располагается между свекофенской системой на западе и Карельским переработанным архейским массивом на востоке. Западнее г. Великие Луки этот пояс карелид, по всей вероятности, тектонически сочленяется с Белорусско-Эстонской системой складчатости ниже-среднепротерозойского возраста. Магнитное поле Ладожско-Невельского пояса карелид характеризуется наличием интенсивных аномалий, большой насыщенностью магнитными телами средней намагниченности (600—1000 единиц). Магнитные тела удлиненной формы с общим выдержанным простиранием. Вдоль границы со свекофенидами гравитационное поле положительное с отчетливыми градиентами. Эта граница хорошо выражена и в рельефе фундамента резким погружением его к юго-востоку.

Суперкрустальные образования Ладожско-Невельского пояса карелид объединены в ладожскую серию, в состав которой в северном Приладожье входят карбонатные породы, амфиболовые сланцы, пара- и ортоамфиболиты, перекрываемые мощной толщей ритмичнослоистых филлитов, переходящих в кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты. Характерной особенностью Северного Приладожья являются куполовидные структуры, в ядрах которых выступают граниты архея. Ладожская серия прорывается основными породами, постладожскими гранитами, платформенными гранитами рапакиви и габбро-диабазами среднего протерозоя.

Интрузии основных и ультраосновных пород приурочены к полосе наиболее интенсивных магнитных аномалий, протягивающейся из района г. Боровичи в близмеридиональном направлении к обнаженной части Балтийского щита. Эта полоса интрузий, соответствующая зоне разлома, ограничивает с востока Ладожско-Невельский пояс карелид.

Под чехлом осадочных отложений ладожская серия устанавливается главным образом по геофизическим данным. Буровыми скважинами она вскрыта в районе Ладожского озера. Близ Салми вскрыты биотитовые гнейсы, в районе г. Олонца — амфиболиты, слюдястые сланцы и гнейсы, прорванные гранитами, и пегматоидные граниты. Южнее Ладожского озера скважины отсутствуют. Габбро-диабазы среднего (верхнего) протерозоя, слагающие прибрежные острова Валаамского архипелага, вероятно, перекрывают под акваторией Ладожского озера породы ладожской серии.

Известный Питкярантский массив гранитов рапакиви, по геофизическим данным, значительно продолжен к юго-востоку.

Восточный пояс карелид протягивается с Балтийского щита в юго-восточном направлении через акваторию Онежского озера на г. Рыбинск, где сочленяется с карелидами, обтекающими с востока Онего-Двинский и с юго-востока Карельский переработанные массивы. Рассматриваемый пояс карелид в пределах восточного склона Балтийского щита располагается на всем протяжении между Карельским и Онего-Двинским переработанными архейскими массивами. В магнитном поле карелиды этого пояса отмечаются линейными магнитными аномалиями и соответствующими им узлами, извилистыми магнитными телами преимущественно средней намагниченности, среди которых выделяются тела, обладающие и очень высокой намагниченностью (до нескольких десятков тысяч единиц).

Нижнепротерозойские системы складчатости западного и восточного поясов на контактах с более древними архейскими структурами, как правило, имеют тектонический характер. Часто архейские структуры претерпевают переработку карельской складчатостью. Такие зоны переработки приурочены к глубинным разломам. По геологическим и геофизическим данным, Карельские системы складчатости в целом имеют синклиновый характер. Выступы среди этого комплекса пород архейских плагиигранитов, характеризующихся слабомагнитным полем и пониженными значениями поля силы тяжести, соответствуют антиклинальным структурам.

Синклинальные структуры восточного пояса карелид в пределах Балтийского щита сложены породами гимольской и тунгудско-надвоицкой серий нижнего протерозоя и сегозерско-онежской серии среднего протерозоя. В пределах погруженных склонов щита по сходству физических полей можно предполагать наличие пород, аналогичных слагающим синклинали. Комплекс пород нижнепротерозойской системы складчатости в пределах восточного пояса прорван интрузиями основного состава и гранитами нижнего и среднего протерозоя.

Южнее Онежского озера выявлены магнитные аномалии, источники которых обладают очень большой намагниченностью (более 30 000 единиц), по-видимому соответствующие магнетитовым кварцитам гимольской серии, что представляет значительный практический интерес. Аналогичные магнитные тела с высокой намагниченностью установлены также и в пределах западной полосы карелид на восточном берегу Ладожского озера. Эти тела приурочены к южной краевой части Салминского массива гранитов рапакиви. Указанные высокоинтенсивные магнитные тела, возможно, обусловлены контактовым воздействием гранитов рапакиви на карбонатные породы Ладожско-Невельской полосы карелид.

Зоны переработки архейской складчатости нижнепротерозойскими процессами складкообразования. В зонах переработки, характеризующихся весьма разнородными геофизическими полями, простираение структур согласуется с простираением соседних нижнепротерозойских

складчатых систем. Наиболее интенсивно переработка архейского фундамента происходила вдоль глубинных зон разломов.

В пределах рассматриваемой территории выделен Карельский переработанный массив. Последний наряду с Беломорским антиклинорием является крупнейшей региональной структурой Балтийского щита. Он занимает обширную территорию Центральной и Западной Карелии, восточной части Финляндии и в южном направлении переходит в область склонов щита, прослеживаясь примерно до широты г. Ржева.

На территории Карельской АССР этот массив располагается в пределах Восточно-Финляндской антиклинорной зоны и частью заходит в Западно-Карельскую синклинорную зону. В пределах Восточно-Финляндской антиклинорной зоны (К. О. Кратц, 1960 г.) развиты главным образом гнейсо-граниты, относимые к архею. Кристаллизационная сланцеватость этих пород имеет северо-западное, реже северо-восточное простирание и выдержанное западное падение под различными углами (преимущественно под крутыми). Здесь протерозойские граниты образуют лишь мелкие интрузивные тела. В Западно-Карельской синклинорной зоне архейское основание разбито на блоки, которые окаймляются складчатыми отложениями протерозоя.

Архейские породы представлены гнейсо-гранитами, среди которых иногда сохраняются участки древних гнейсов. Эти гнейсы часто неотделимы от метаморфических нижнепротерозойских пород аналогичного состава.

На большей части площади выделен нерасчлененный комплекс позднеархейских — нижнепротерозойских гранитоидов и сильно измененные суперкрупные образования, среди которых в наиболее погруженных частях синклиналильных структур сохранились менее метаморфизованные осадочные и вулканические породы нижнего и частью среднего протерозоя.

Массив обрамляется поясами карелид — Восточно-Карельским на северо-востоке, Куола-Панаярвинским на севере и Восточно-Финляндским и его продолжением — Ладожско-Невельским на западе. С юга массив (южнее г. Ржева) обрамляется карелидами широтного пояса. Внутреннее строение массива неоднородно. Основу его составляют граниты и гранито-гнейсы архея, на которых в синклиналильных структурах залегают образования нижнего и среднего протерозоя. Архейский фундамент и протерозойские образования прорываются основными породами и гранитами нижнего и среднего протерозоя. Область переработанного Карельского массива, как и другие зоны переработки, характеризуются весьма разнообразными геофизическими полями, где наряду с участками мозаичного строения магнитного и гравитационного полей отмечаются линейные аномалии относительно небольшой протяженности. Последние характеризуют участки, подвергшиеся наиболее интенсивной переработке в отличие от участков мозаичного строения геофизических полей, соответствующих площадям, подвергшимся значительно меньшему изменению или вообще не затронутым переработкой. Массив, продолжаясь в область погруженных склонов Балтийского щита, сохраняет основные особенности своего строения. Отдельные синклиналильные структуры в его пределах сложены нижнепротерозойскими образованиями, представленными породами гимольской, хаутоварской, парандовской и другими сериями. В центральной части массива выявлены среднепротерозойские образования, слагающие Онежский синклинорий и Западно-Онежскую мульду.

Онежский синклинорий сложен кварцитами, конгломератами, карбонатными породами, разными сланцами, метадиабазами и основными лавами сегозерской и онежской серий среднего протерозоя. Южная по-

ловина синклинория скрыта под акваторией Онежского озера. По данным аэромагнитной съемки, породы сегозерской и онежской серий продолжают в центральную часть озерной впадины, срезаясь затем сбросом северо-восточного направления. Линейные магнитные тела северо-западного и близмеридионального простирания в центральной части Онежского озера обусловлены, видимо, дайками габбро-диабазов и диабазов, питающих каналы, по которым поступала магма, образовавшая покровы и силлы диабазов.

Западно-Онежская мульда к югу от г. Петрозаводска сложена кварцито-песчаными породами петрозаводской и шокшинской свит среднего (возможно верхнего) протерозоя, венчающими разрез карелид. Подстилающие их породы непосредственно не установлены. В западной части они представлены, по всей вероятности, породами архея, а в восточной — отложениями сегозерской и онежской серий. На контакте петрозаводской и шокшинской свит залегает мощный силл габбро-диабазов. Его восточная ветвь прослежена геологической съемкой, западная и южная устанавливаются по данным аэромагнитной съемки. В южной части мульды проходит крупный сброс. В опущенном блоке протерозой залегает на абсолютной отметке —243 м. Северо-восточное крыло вдоль западного края современной впадины Онежского озера разбито сбросами северо-западного простирания.

Отложения верхнего протерозоя в крыльях вышеупомянутых структур падают под углом 5—15°, реже 20—25° к осевым частям структур.

В пределах массива, по данным геологии и геофизики, устанавливается большое количество основных и ультраосновных интрузий нижнего и среднего протерозоя, прорывающих граниты и гнейсы архея, архей-протерозоя и нижнего протерозоя, слагающих главным образом антиклинальные структуры.

Помимо сказанного, следует упомянуть о наличии зоны переработки Новгородского массива в результате воздействия на него Свеккофенской и Карельской нижнепротерозойских складчатостей. Восточная часть зоны переработки слагается комплексом парагнейсов ладожской серии. Гнейсы вскрыты многочисленными скважинами на различных площадях у поселков Сиверская, Гатчина, Любань. Для западной части этой зоны характерно распространение гранито-гнейсов и гранитов.

Белорусско-Эстонская система складчатости средне-нижнепротерозойского возраста прослеживается в юго-западной части Псковской области на границе с Эстонией. Она протягивается из Белоруссии на территорию Эстонии по направлению Псков — Пярну и далее на запад. Система окаймляет с юго-запада и запада Новгородский срединный массив. Она характеризуется линейными магнитными и гравитационными аномалиями и чрезвычайно насыщена магнитными телами выдержанного простирания, преимущественно небольших размеров. Некоторые магнитные тела относительно больших размеров обладают большой намагниченностью (до 5000—10 000 единиц). Указанные тела в подавляющем большинстве случаев приурочены к протяженным зонам разломов.

К западу от г. Великие Луки, в районе нижнего течения р. Немана, а также юго-западнее г. Таллина Белорусско-Эстонская система складчатости срезает структуры нижнепротерозойских складчатых систем, что, по-видимому, и может являться основанием для отнесения ее к наиболее молодой из протерозойских складчатостей. О протерозойском возрасте пород, слагающих систему, свидетельствуют определения абсолютного возраста — 1690—1610 млн. лет по скважинам в поселках Свищов, Марино (Герлинг и др., 1964).

По характеристике геофизических полей Белорусско-Эстонская система складчатости может считаться синклинойной зоной.

В пределах системы большим количеством скважин вскрыт весьма сложный комплекс метаморфических и магматических пород. Соответствующие ей геофизические поля позволяют предполагать, что на всем протяжении системы состав пород этого комплекса один и тот же. В пределах Белоруссии метаморфический комплекс, по данным А. М. Папа (1962, 1964), представлен биотитовыми гнейсами, серпентинизированными и отчасти каолинизированными гнейсами. В северной части системы, в пределах Эстонии, в составе комплекса принимают участие плагиогнейсы, гнейсы, а также породы, сопоставляемые с курской и криворожской сериями (Побул, 1964). Из магматических пород в пределах системы известны плагиограниты, гранодиориты, диориты, граниты. Породы основного и ультраосновного состава, которым соответствуют узкие полосы интенсивных магнитных аномалий, являются результатом внедрения по многочисленным тектоническим нарушениям, в основном северо-западного простирания.

Белорусско-Эстонская система в целом является, по-видимому, мобильной зоной, а разломы, картируемые в ее пределах, долгоживущими, что находит свое подтверждение и в структуре современной поверхности фундамента, характеризующейся резкими изменениями форм поверхности, наличием ступеней и прочее.

Структура фундамента

Данные геофизических исследований показывают, что архейский гранито-гнейсовый фундамент погружается под осадочные отложения палеозоя моноклинально, без заметных вертикальных смещений отдельных блоков. Последнее обстоятельство говорит о значительной его жесткости. Вместе с тем в пределах складчатых систем преимущественно нижнепротерозойского возраста, обтекающих архейские массивы, фундамент резко дислоцирован. К ним же, как правило, приурочены глубинные разломы. По тектоническим нарушениям в зонах разломов проявлялась активная магматическая деятельность. Данные аэромагнитной и гравиметрической съемок, во многих случаях подтвержденные бурением, фиксируют наличие интрузий от ультраосновного до кислого состава. Строение фундамента в этих зонах очень сложное, наблюдаются смещения блоков фундамента как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Особенно отчетливо указанные осложнения в строении фундамента проявляются в краевых частях зон переработки архейского складчатого основания более молодой складчатостью. Примером являются краевые части Новгородского срединного массива и западный пояс Карельской системы складчатости, в пределах которой установлено большое количество тектонических нарушений, приуроченных к зонам разломов. Тектонические нарушения часто имеют различные простирания. Образованные этими нарушениями блоки фундамента претерпели резкие воздымания и опускания. Развитие зон глубинных разломов в общем случае особенно характерно для складчатых систем нижнепротерозойского возраста. В большинстве своем эти разломы приурочены к границам крупнейших структур и блоков фундамента.

В пределах рассматриваемой территории по геофизическим и частично геологическим данным устанавливаются многочисленные разломы различного простирания и различного времени заложения. По периферии склонов Балтийского щита выделяется зона долгоживущих разломов и связанное с ними резкое погружение кристаллического фундамента. Эта мобильная зона, как уже говорилось выше, определяет

границу Балтийского щита и его погруженных склонов. Большинство разломов имеют северо-западное простирание; северо-восточное простирание наблюдается значительно реже. Выделяются также системы меридиональных и изредка широтных разломов.

Все структуры тектонического происхождения, нашедшие отражение в современном рельефе кристаллического фундамента, расположены в пределах двух поясов, концентрически окаймляющих Балтийский щит. Один из этих поясов, по которому происходит сочленение щита с плитой, ограничивает погруженные склоны щита, другой — его обнаженную часть. К поясу структур, ограничивающих погруженные склоны щита, относятся: Локновско-Мынистовские дислокации, расположенные к западной части южного склона Балтийского щита, Крестецкий авлакоген, Белозерская котловина, Воже-Лачский авлакоген, располагающиеся вдоль его юго-восточного и восточного склонов. К поясу, ограничивающему обнаженную часть щита приурочены Ладожский и Петрозаводский грабены и, возможно, тектоническая структура, совпадающая с акваторией Финского залива (см. рис. 51, 52).

Локновский вал расположен юго-западнее г. Пскова, на границе с Эстонской ССР, и занимает восточную часть так называемой Локновско-Мынистовской зоны дислокаций, приуроченной к средне-нижнепротерозойской (Белорусско-Эстонской) системе складчатости. Основание выступа очерчивается изогипсой, имеющей абсолютную отметку — 600 м, его сводовая часть — 400 м. По геологическим данным, с юга выступ ограничен разломами широтного простирания, расположенными кулисообразно, по которым фундамент уступами погружается в южном направлении. С востока выступ ограничивается разломами, соответствующими области градиентов силы тяжести и линейным магнитным аномалиям. Протяженность выступа в близширотном направлении около 60 км, относительная высота около 300 м.

Крестецкий авлакоген. Как было сказано выше, в юго-восточной части рассматриваемой территории отмечается резко дислоцированная область уступообразного погружения фундамента в сторону Московской синеклизы. Указанная структура прослеживается с юго-запада, из района Великих Лук на северо-восток, до г. Валдая, далее в близширотном направлении. Размеры структуры 475 км в длину и около 100 км в ширину. Максимальная глубина залегания фундамента превышает 3000 м. Северо-западный борт структуры осложнен системой тектонических нарушений, создающих ряд уступов, по которым фундамент погружается в юго-восточном направлении. Тектонические нарушения приурочены к зоне разломов северо-восточного простирания. Время заложения этой зоны нижнепротерозойское. Разломы относятся к долгоживущим, проявившимся многократно, начиная с рифейского времени и до кайнозоя. Юго-восточный борт структуры менее дислоцирован. Пространственно структура располагается в зоне нижнепротерозойской складчатости (Карельской складчатой системы) и выполнена мощной толщей додевонских отложений, в низах которой скважинами вскрыты осадочно-вулканогенные образования мощностью до 500 м (Новикова, 1964; Гейслер, 1966). Строение структуры (наличие региональных нарушений, приуроченных к ее бортам, и присутствие эффузивных образований в верхах протерозоя) дают основание отнести рассматриваемую структуру к авлакогену. Время заложения авлакогена, по-видимому, дорифейское. Северо-восточнее Крестецкого авлакогена, за пределами рассматриваемой территории, расположен Воже-Лачский авлакоген, выявленный аэромагнитной съемкой.

Ладожский грабен расположен под Ладожским озером. При сопоставлении пространственного положения Ладожского грабена с планом

геотектонического районирования можно заметить, что в пределах грабена тектонически сочленяются основные нижнепротерозойские складчатые системы: Свекофенская и Карельская. По данным геофизических исследований, под Ладожским озером, в западной его части, фундамент сложен карелидами, а в восточной — свекофенидами. Габбро-диабазы среднего протерозоя (возможно верхнего протерозоя), слагающие прибрежные острова в районе Салми, а также острова Валаамского архипелага, вероятно, перекрывают под акваторией Ладожского озера породы ладожской серии. В районе Салми, в узкой прибрежной полосе, буровыми скважинами установлено наличие свиты горизонтально залегающих осадочных и вулканогенных пород. Указанная свита залегает в грабене на гранитах и породах ладожской серии. Разлом, отделяющий опущенный блок от Салминского массива, имеет северо-западное направление, параллельное берегу Ладожского озера и связан с образованием Ладожского грабена, аналогично другим структурам возникшего в нижнем протерозое. Поскольку у бортов грабена встречены осадки рифея, можно считать, что он оживлялся в рифейское время. Разлом, очевидно, является долгоживущим. С оживлением его в четвертичное время связано образование озерных впадин. Поперечные размеры грабена около 150 км. Фундамент в пределах структуры погружен до отметки ниже —600 м.

Петрозаводский грабен выделяется по аэромагнитным данным. Он расположен в пределах Онежского озера. На бортах грабена выявлена система тектонических нарушений — разломов, имеющих — как и сама структура, северо-западное простирание. В предчетвертичное время произошло оживление этих разломов, приведшее к образованию озерной впадины. Фундамент в пределах грабена резко погружен до отметки около —500 м. Амплитуда нарушений, ограничивающих его, порядка 300—400 м.

Перечисленные выше структуры кристаллического фундамента ограничены зонами разломов и отчетливо выражены в рельефе фундамента, осложненного вертикальными подвижками его отдельных блоков.

В пределах Онежско-Ладожского перешейка кристаллический фундамент построен наиболее сложно. Здесь особенно четко выражена Карельская система складчатости.

В крайней западной части рассматриваемой территории, по меридиану Чудского озера, Н. А. Алексеев (1947) выделяет зону вертикальных подвижек фундамента. Результаты электроразведки и бурения, полученные западнее г. Нарвы, дают основание предполагать существование в осадочном чехле тектонического нарушения близмеридионального простирания, проходящего восточнее Чудского озера. Кроме того, по данным аэромагнитной съемки в фундаменте прослеживается разлом северо-западного простирания, протягивающийся в пределах акватории Чудского озера. С этими разломами, очевидно, связано происхождение тектонической брекчии в районе Мишиной Горы.

Помимо разломов, ограничивающих тектонические структуры фундамента, нашедшие отражение в строении современной поверхности складчатого основания, имеют место системы краевых нижнепротерозойских разломов без заметного смещения блоков фундамента, протягивающихся вдоль границ Новгородского массива. К их числу относятся разломы близмеридионального простирания на границе массива со Свекофенской складчатой системой на северо-востоке и с Карельской складчатой системой на востоке; разломы северо-западного простирания на границе массива с Белорусско-Эстонской складчатой системой, ограничивающей массив с запада. Указанные выше разломы заложены в нижнепротерозойское время.

Более древние разломы широтного простирания устанавливаются по геологическим данным (зонам милонитизации в гнейсах свекофенид), выделяемым севернее Новгородского срединного массива. К числу древних разломов следует также отнести разломы, срезающие складки свекофенид восточнее Чудского озера.

И, наконец, наиболее молодые тектонические движения по древним направлениям относятся к предчетвертичному времени. С ними, как говорилось выше, связано образование впадин Чудского, Псковского, Ладожского и Онежского озер, Финского залива.

Кроме вышперечисленных региональных разломов, геофизическими исследованиями выявлен еще ряд тектонических нарушений, обозначающих более мелкие блоки кристаллического фундамента, которые на рис. 51 не показаны.

Рельеф поверхности дорифейского фундамента

Участок поверхности кристаллического фундамента в пределах склонов Балтийского щита, заключенный между описанными тектоническими поясами, залегает на абсолютных отметках от 50 м на Онежско-Ладожском перешейке и —50 м на Карельском перешейке до —1000 м в наиболее погруженной его части — на периферии склона, в зоне сопряжения его с фундаментом Русской плиты (рис. 52).

Наиболее выдержанное и относительно спокойное погружение фундамента под отложения палеозойского осадочного чехла (около 3 м/км) установлено в районе Новгородского архейского срединного массива.

В пределах юго-восточного склона Балтийского щита, как отмечалось выше, поверхность фундамента имеет значительно более сложный характер. Изогипсы его поверхности отражают более резкую расчлененность рельефа. Намечаются положительные формы типа валов, разделенные отрицательными формами — прогибами, ориентированными с северо-запада на юго-восток. Амплитуда валов колеблется от 100 м на северо-западе до 300 м на юго-востоке.

Осложнение строения поверхности фундамента в пределах юго-восточного склона Балтийского щита, по-видимому, находит объяснение во внутренней его структуре, поскольку здесь развита нижнепротерозойская складчатая система, характеризующаяся значительной тектонической мобильностью.

Кроме пологих, плавных форм, на поверхности кристаллического фундамента наблюдаются довольно значительные перепады глубин на небольших расстояниях вследствие существования уступов, ограничивших глубокие прямолинейные впадины. Так, под Ладожским озером намечается резкое погружение фундамента, которое наиболее отчетливо зафиксировано на юго-восточном его побережье в виде узкой впадины, обрамленной уступами высотой до 300—700 м. Уступы широтного направления, с амплитудой до 100—300 м, обращенные к югу, отмечаются южнее Онежского и Псковского озер. Небольшие уступы северо-восточного простирания с амплитудой до 10—15 м зафиксированы южнее Ленинграда.

На больших глубинах, с отметками ниже —1000 м, выделяются упоминавшиеся ранее ограниченные уступами крупные впадины Крестецкого и Воже-Ляцкого авлакогенов. Первая из них — Крестецкая, глубиной свыше 2 тыс. м, имеющая северо-восточное простирание, расположена в южной части территории, а вторая, также достигающая глубины 4 км, находится за пределами рассматриваемой территории. Между эти-

ми впадинами поверхность фундамента относительно спокойно погружается к юго-востоку в пределах отметок от -1000 до -2500 м абсолютной высоты.

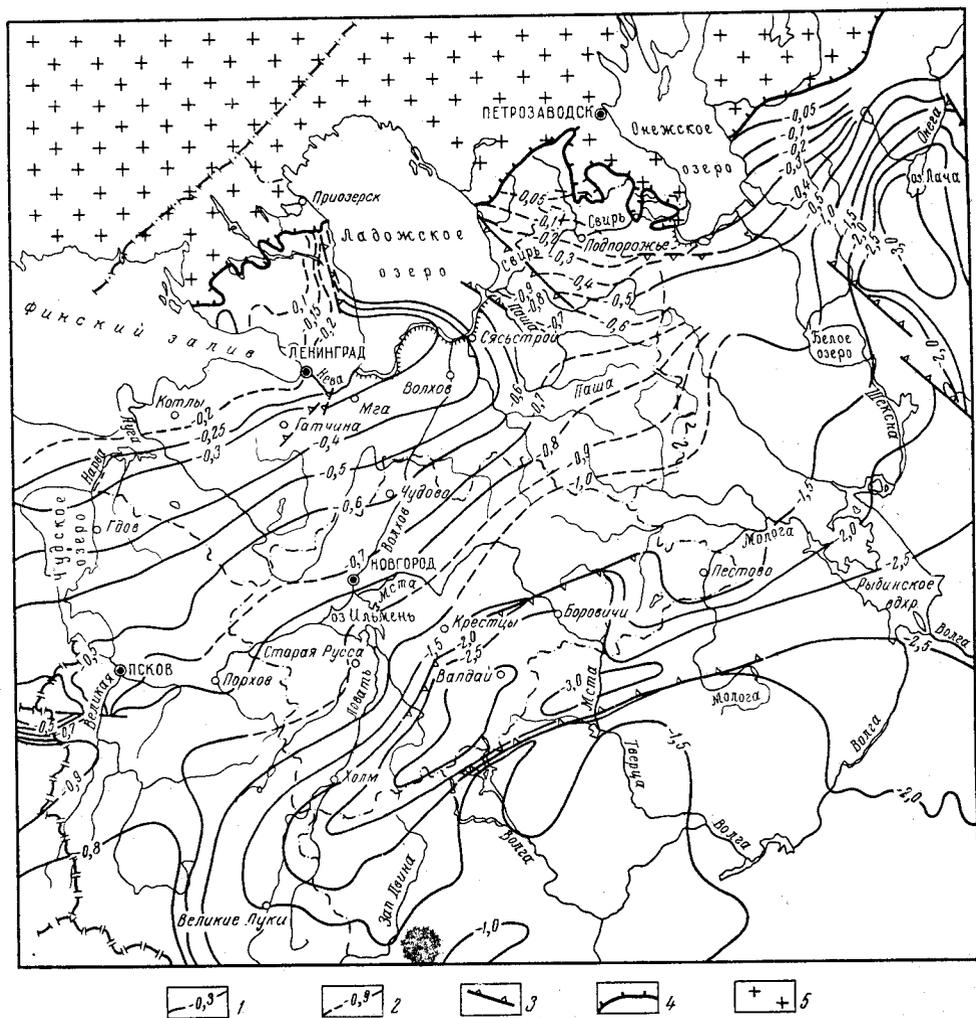


Рис. 52. Карта рельефа поверхности кристаллического фундамента. Составили Л. И. Суханова, Г. Э. Ясевич, А. П. Саломон (1969 г.)

Изолинии поверхности кристаллического фундамента: 1 — установленные по буровым скважинам и геофизическим данным; 2 — предполагаемые; 3 — уступы в поверхности кристаллического фундамента (предположительно тектонического происхождения); 4 — граница осадочного чехла Русской плиты; 5 — кристаллические породы Балтийского щита

ТЕКТНИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Возрастные тектонические подразделения

В основу региональной схемы возрастных тектонических подразделений положены структурные ярусы и подъярусы, принципы выделения которых были указаны выше при характеристике методики тектонического анализа.

В геологической литературе последних лет для обозначения возрастных тектонических подразделений использовались либо названия орогенических эпох (байкальский, каледонский и другие комплексы по Богданову, 1964), либо порядковая нумерация (первый, второй и т. д. структурные ярусы по Т. Н. Спизарскому, 1964).

Унифицированные названия для возрастных тектонических единиц до настоящего времени не выработаны. Поэтому для их обозначения в целях более точной геолого-географической привязки указанных тектонических подразделений в настоящей работе применены местные (или из смежных регионов) географические названия. При этом использовались названия тех населенных пунктов или административных районов, в которых впервые были выявлены, наиболее полно изучены и наиболее широко распространены отложения, охваченные данным возрастным тектоническим подразделением.

В геолого-структурном разрезе северо-западной окраины Русской плиты выделены следующие возрастные тектонические подразделения (А. П. Саломон, Г. И. Егоров, 1967 г.):

1) Архангельский структурный ярус, сложенный осадками рифея и волынской серии вендского комплекса, распространенный в пределах крупных отрицательных форм поверхности кристаллического фундамента;

2) Ленинградский структурный ярус, сложенный осадками валдайской серии вендского комплекса и нижнего кембрия, залегающий на структурно-денудационной поверхности довалдайской части осадочного чехла и кристаллического фундамента;

3) Путиловский структурный ярус, объединяющий отложения среднего кембрия(?) и ордовика, залегающий на поверхности ленинградского структурного яруса;

4) Вологодский структурный ярус: новгородский структурный подъярус, объединяющий девонские и турнейские отложения, сформированный на структурно-денудационной поверхности путиловского и ленинградского структурных ярусов; Боровичский структурный подъярус, сложенный осадками карбона и перми (в районе ст. Пестово), залегающий на новгородском структурном подъярусе. Его верхняя граница на рассматриваемой территории совпадает с дочетвертичной поверхностью. В табл. 17 предлагается сопоставление перечисленных возрастных тектонических подразделений с аналогичными подразделениями, выделяемыми в схемах других авторов. На рис. 53 изображена тектоническая карта Ленинградской, Новгородской и Псковской областей. На рис. 54 даны геологические разрезы территории.

Структура осадочного чехла

Территории Ленинградской, Псковской и Новгородской областей совпадают с северо-западной частью Московской синеклизы. Кроме нее, здесь расположены восточная окраинная часть Балтийской синеклизы, Порховская седловина и северное окончание Белорусско-Литовского выступа.

До настоящего времени многие авторы (Котлуков и др., 1957 г.; Зандер, 1967 и др.) основные структуры осадочного чехла на рассматриваемой территории выделяют по формам рельефа кристаллического фундамента. При этом моноκлиально залегающие отложения осадочного чехла от выхода на поверхность до глубины залегания кристаллического фундамента на отметках —500 м или —1000 м относят к склонам Балтийского щита (В. А. Котлуков, 1957 г.) или к Балтийскому щиту (Зандер и др., 1967). К юго-востоку от щита или его склонов названные авторы выделяют Московскую синеклизу (Московскую впадину).

Сопоставление возрастных тектонических подразделений для Северо-Запада Русской плиты

Н. С. Шатский и др. «Международная тектоническая карта Европы» (1964)		А. А. Богданов. «О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ» (1964)*		Т. Н. Спижарский. «Тектоническая карта СССР», м-б 1 : 2 500 000 (1964)**		А. П. Саломон, Г. И. Егоров и др. «Тектоническая карта северо-западной окраины Русской плиты», (1967 г.) (местная схема)				
Чехол платформы с фундаментом докембрийского возраста	Комплекс	Возраст	Русская платформа			Тектонические периоды	Структурные ярусы	Структурные подъярусы	Вулканизм	Время образования
			Тектонический режим и возрастные структурные единицы	Интрузии	Время образования					
фундамента от 0 до 4000 м и глубже	Наземные вулканические излияния — D	Альпийский	платформенного покрова	Четвертый структурный ярус, первый подъярус (Rp ₄ ²¹)	Щелочные породы	Ранняя юра — эоцен	Яренский (RpJ) структурный ярус			Раннее триасовое — позднее юрское
		Дево — карбон — пермь — нижний триас (около 150 млн. лет)				Новгородский (RpV _n) структурный подъярус	Туфобрекчии, базальты	Раннее визейское — позднее кунгурское (?)		

Глубина залегания	Каледонский	Кембрий — ордовик — силур (около 180 млн. лет)	Комплекс структур	Второй структурный ярус (Rp ¹ ₂ — Rp ² ₄)	Диабазы	Конец позднего протерозоя — ранний девон	Платфор	Путиловский (RpP) структурный ярус		Раннее среднекембрийское — раннее живетское
	Байкальский	Рифей — венд — нижний кембрий (около 700 млн. лет)						Ленинградский (RpL) структурный ярус		
Наземные вулканические излияния — R								Архангельский (RpA) структурный ярус	Туфы, туффиты и диабазы	Раннее верхнерифейское — позднее волынское
Архейская, свекофенская и карельская складчатости			Первый структурный ярус (Rp ¹ ₁ — Rp ³ ₁)	Конец среднего протерозоя — поздний протерозой			Доплатформенный	Кристаллический фундамент		Архей — средний протерозой

* По сравнению с авторским оригиналом из таблицы исключены графы „состав“ и „мощность“ для приведенных комплексов; в отличие от авторской таблицы, комплексы расположены в стратиграфической последовательности; схема приводится без кайнозойского комплекса.

** Схема приводится без второго и третьего подъярусов четвертого структурного яруса.

Другие авторы не делают такого различия. М. М. Толстихина (1958) указывает, что моноклираль юго-восточного склона Балтийского щита представляет собой часть северо-западного склона Московской синеклизы.

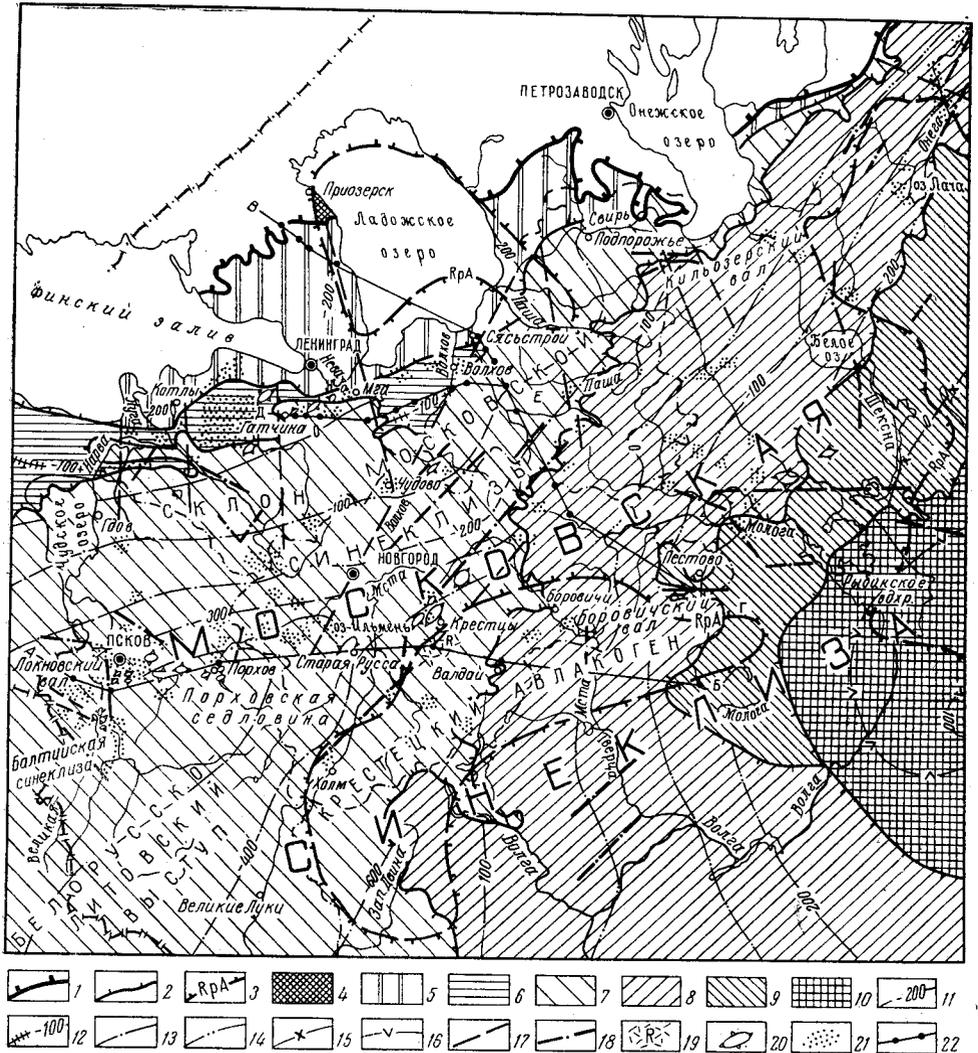


Рис. 53. Тектоническая карта осадочного чехла Ленинградской, Новгородской и Псковской областей. Составил А. П. Саломон (1969 г.)

1 — граница осадочного чехла Русской плиты; 2 — граница структурных ярусов и подъярусов; 3 — граница распространения Архангельского структурного яруса (на глубине); 4 — Архангельский структурный ярус; 5 — Ленинградский структурный ярус; 6 — Путиловский структурный ярус; 7 — Новгородский структурный подъярус; 8 — Боровичский структурный подъярус; 9 — Шенкурский структурный подъярус; 10 — Яренский структурный ярус; изгибны подошвы структурных ярусов и подъярусов; 11 — Ленинградского, 12 — Путиловского, 13 — Новгородского, 14 — Боровичского, 15 — Шенкурского, 16 — Яренского; 17 — разрывы и флексуры в осадочном чехле; 18 — новейшие разрывные нарушения (по данным морфоструктурного анализа); 19 — наземные вулканические излияния рифейского времени; 20 — локальные структуры в осадочном чехле; 21 — проявления аномальной тектонической трещиноватости; 22 — линии геологических разрезов

клизы; Е. П. Брунс (1964) отмечает, что «северо-западное крыло Московской синеклизы расположено на склоне Балтийского щита, полого спускающегося в юго-юго-восточном направлении». В состав осадочного чехла Московской синеклизы она включает отложения позднего протер-

розоя, раннего кембрия, ордовика, среднего и позднего девона, карбона, перми, триаса, юры и мела. Те же отложения в составе толщи, слагающей Московскую синеклизу, принимают М. М. Толстихина (1958 г.),

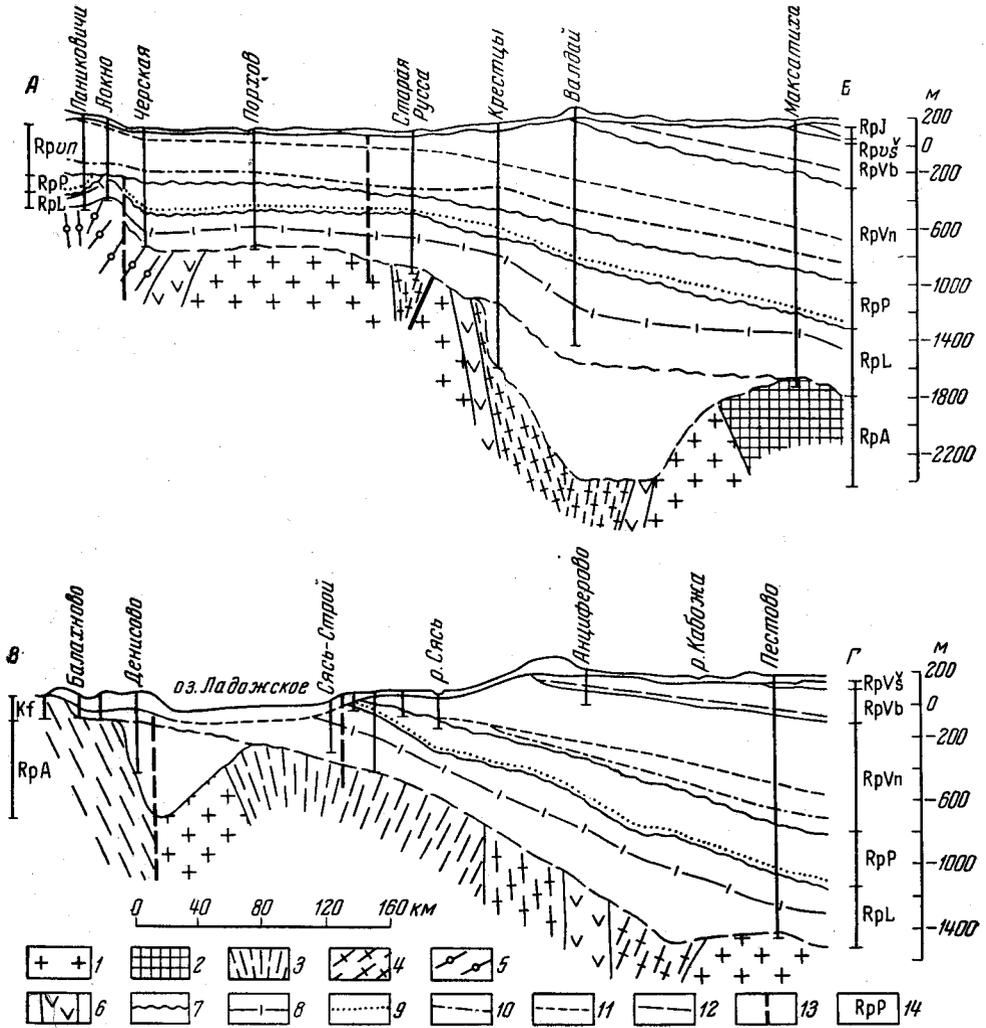


Рис. 54. Геологические разрезы по линиям А—Б и В—Г (см. рис. 53). Составили А. П. Саломон и В. Н. Зандер (1969 г.)

1 — архейские срединные массивы; 2 — архейские системы складчатости, переработанные процессами складкообразования в протерозое; 3 — сиекофенская складчатая система нижнего протерозоя; 4 — карельская складчатая система нижнего протерозоя; 5 — белорусско-эстонская складчатая система среднего-нижнего протерозоя; 6 — предполагаемые зоны глубинных разломов — пояса развития интрузий основного и ультраосновного состава; 7 — границы структурных ярусов и подъярусов (установленные и предполагаемые); маркирующие поверхности: 8 — подошва балтийской серии, 9 — подошва волховского горизонта, 10 — подошва старооскольского горизонта, 11 — подошва снетогорского горизонта, 12 — подошва окского надгоризонта, 13 — тектонические нарушения; 14 — индексы структурных ярусов и подъярусов

А. С. Новикова (1964 г.) и В. С. Журавлев (1966 г.) при описании тектоники СССР, Европы и Евразии. По мнению названных авторов, ось Московской синеклизы погружается в северо-восточном направлении, проходя на характеризуемой площади приблизительно в южной ее части. По существующим представлениям (Новикова, 1964; Журавлев, 1966), Московская синеклиза заложилась над системой грабенообраз-

ных прогибов (авлакогенов), заполненных рифейскими отложениями. По последним же данным (Валеев, Клубов, Островский, 1969) складывается представление, что Московская синеклиза развивалась над так называемым Средне-Русским авлакогеном, в систему которого входит Крестецкий грабен.

Опираясь на фактический геологический материал и учитывая изложенные выше взгляды своих предшественников, А. П. Саломон приходит к мнению, что на рассматриваемой территории в осадочном чехле основной структурой является северо-западная часть Московской синеклизы, сложенная отложениями от вендского комплекса до верхнепермских включительно. В южной части территории в основании синеклизы расположен Крестецкий авлакоген, представляющий собой структуру ранней стадии развития плиты. Меньшей по размеру структурой, характеризующей раннюю стадию развития плиты, является Ладожский грабен, расположенный у границы распространения осадочного чехла.

В пределах северо-западной части Московской синеклизы расположено несколько более мелких структур: Крестецкий авлакоген, северо-западный борт Московской синеклизы и Порховская седловина, разделяющая Московскую и Балтийскую синеклизы и ряд других.

Крестецкий авлакоген. Основной его особенностью является мощное развитие архангельского структурного яруса, установленного в этой части Московской синеклизы и, кроме того, в Ладожском грабене. Архангельский структурный ярус занимает долинообразное понижение в дорифейском рельефе, протягивающееся от г. Великие Луки к северо-востоку и от г. Валдая к востоку между ст. Пестово и ст. Максатиха. Абсолютные отметки подошвы архангельского структурного яруса меняются от -1200 до -2700 м; его поверхность наклонена на юго-восток от -1000 до -1700 м. О внутреннем строении этого яруса судить невозможно, так как он пересечен только одной скважиной, расположенной в крайней его части, вблизи г. Крестцы. Наличие туфов и диабазов в волынской серии, слагающей верхнюю часть структурного яруса, указывает на активную в это время вулканическую деятельность. Вытянутая форма, разломы, образующие уступы в кристаллическом фундаменте вдоль бортов впадины, и присутствие эффузивных образований позволяют считать эту структуру в архангельском структурном ярусе авлакогеном.

Следует остановиться на представлении об Оршанско-Крестецком прогибе, простирающемся к Ладожскому озеру («Международная тектоническая карта Европы», 1964 г.; Гейслер, 1966). Возможно, что Ладожский грабен не является непосредственным продолжением Крестецкого авлакогена, так как между этими отрицательными структурами расположен участок поверхности кристаллического фундамента с высокими отметками, при которых нет места для рифейских и волыньских осадков. В Ленинградском и путиловском структурных ярусах над Крестецким авлакогеном существует незначительный прогиб, отмечаемый по изогипсе подошвы балтийской серии -800 м. Ось прогиба наклонена от г. Великие Луки в северо-восточном, а от г. Валдая — в восточном направлении. В вологодском структурном ярусе указанный прогиб не проявляется и осадки залегают моноклиналино. В боровичском структурном подъярусе над авлакогеном располагается широтный Боровичский вал. Он отчетливо вырисовывается по глубокому «заливу» границы окского надгоризонта у Боровичей и границы подольского горизонта у Пестова, а также по изогипсам подошвы названных маркирующих горизонтов. Там же у Пестова расположено Пестово-Максатихское поднятие (Люткевич, Станкевич, 1955), которое, по-видимому, сопровождается вертикальным разрывным нарушением северо-восточного напра-

вления, имеющим амплитуду (по подошве каширского горизонта) около 100 м.

Северо-западный борт Московской синеклизы простирается приблизительно от северной границы Ленинградской области до линии Черская — Старая Русса — Крестцы — Хвойная и далее в северо-западные районы Вологодской области. Внешний его контур совпадает с границей распространения осадочного чехла Русской плиты. В южной части территории он сливается с Порховской седловиной, а на юго-востоке плавно переходит в Крестецкий авлакоген.

Характерной особенностью борта Московской синеклизы является пологое погружение слагающих его ленинградского, путиловского и вологодского структурных ярусов в юго-восточном направлении.

Архангельский структурный ярус распространен здесь только в пределах Ладожского грабена. У западного берега Ладожского озера подошва архангельского структурного яруса расположена предположительно на отметке около —600 м. Отметка его кровли (скважина в пос. Денисово) —100 м. Южнее г. Приозерска он выходит на дневную поверхность. На юго-восточном побережье Ладожского озера (в низовьях рек Сяси, Паши и Свири) подошва архангельского яруса в краевой части грабена пересечена буровыми скважинами на отметках —751 м (скв. Малошаты) и —514 м (скв. Усадище), судя по геофизическим данным, в наиболее погруженной его части может достигать отметок около —1000 м абсолютной высоты.

Ленинградский структурный ярус, распространенный, как и вышележащие структурные ярусы, повсеместно, погружается в южном направлении (в среднем 3 м/км). Абсолютные отметки подошвы отложенной балтийской серии плавно изменяются от нуля на побережье Финского залива до минус 700—800 м у границы с Крестецким авлакогеном. Южнее Ленинграда в нижней части ленинградского структурного яруса установлены дизъюнктивные нарушения небольшой амплитуды.

Путиловский структурный ярус погружается в юг-юго-восточном направлении (приблизительно 2 м/км). Подошва волховского горизонта нижнего ордовика имеет отметки от 10 до —400 м абсолютной высоты.

Падение новгородского подъяруса вологодского структурного яруса к юго-востоку составляет около 1,5—2,0 м/км. Отметки подошвы старооскольского и саргаевского горизонтов изменяются от 10—50 до —400 м абсолютной высоты. В пределах новгородского структурного подъяруса установлены локальные перегибы слоев: на восточном берегу Чудского озера — меридионального и вблизи г. Новгорода — северо-западного простирания. В районе г. Пскова и к югу от него, а также вблизи городов Луги, Сольцов, у д. Вины (Новгородской области) и в ряде других мест отложения, объединенные в новгородский структурный подъярус, образуют многочисленные удлиненные и куполовидные складки.

Боровичский структурный подъярус выделяется в самой восточной части территории. Его структура характеризуется моноклинальным погружением слоев карбона к юго-востоку до 2,0 м/км (отметки подошвы окского надгоризонта изменяются от 100 до —50 м). У западной границы распространения этого структурного подъяруса наблюдается волнистое залегание слоев. Оси небольших пологих складок, выявленных в отложениях карбона, ориентированы в западном и северо-западном направлениях. К югу от Онежского озера в боровичском структурном подъярусе выявлена обширная, вытянутая в северо-восточном направлении пологая структура, названная Кильозерским валом (Горянский и др., 1958; Кофман, 1962). Установленная протяженность вала состав-

ляет около 200 км, при ширине 10—30 км. Амплитуда поднятия достигает 70—80 м. Падение северо-западного крыла 15—20 м/км, а юго-восточного до 8 м/км. На широте г. Боровичи также в отложениях карбона выявлена другая пологая валообразная структура, простирающаяся с запада на восток, названная Боровичским валом (Саломон и др., 1967 г.). Видимая ее протяженность составляет около 150 км, ширина до 50 км.

В результате обобщения имеющихся данных о разрывных нарушениях слоев, анализа распределения мощности структурных ярусов и подъярусов, а также установления гипсометрического положения мар-

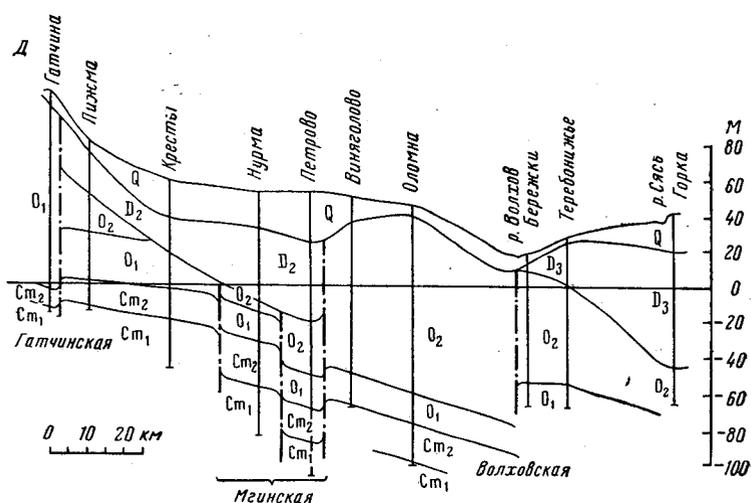


Рис. 55. Схематический структурно-геологический разрез по линии Д—Е (см. рис. 53). Составили А. П. Саломон и А. А. Каплан (1969). Пунктирные линии — оси зон тектонических нарушений (Гатчинской, Мгинской, Волховской)

кирующих поверхностей (Саломон и др., 1967 г.) на северо-западном борту Московской синеклизы выявлены зоны сбросов или флексур, вытянутые в меридиональном, северо-восточном, реже в широтном направлениях. Наиболее отчетливо они проявляются в путиловском структурном ярусе (Гдовская, Котловская, Гатчинская, Мгинская, Волховская, Восточно-Ладожская и Западно-Онежская зоны нарушений). Судя по имеющимся данным, в пределах этих зон смещения слоев имеют ступенчатый, кулисообразный характер. Амплитуда вертикальных перемещений по отдельным разрывам достигает 40—45 м, по зоне в целом 70 м. Протяженность зон тектонических нарушений колеблется от 20 до 100—150 км, ширина от сотен метров до 5 км и более. К ним приурочены нарушения, наблюдаемые в горных выработках на Ленинградском месторождении горючих сланцев, в карьере Алексеевский рудник, вблизи населенного пункта Веймарн, в районе ст. Котлы, в обнажениях на южном берегу оз. Ильмень и др. Пример строения некоторых нарушенных зон показан на рис. 55.

Гдовская зона нарушений проходит от г. Гдова до г. Усть-Нарвы. Вблизи г. Гдова в новгородском структурном подъярусе по подошве наровского и старооскольского горизонта среднего девона амплитуда смещения слоев составляет 10—12 м. На Ленинградском месторождении горючих сланцев в путиловском структурном ярусе вертикальные разрывные нарушения (установленные в шахтах и буровыми скважинами) вытянуты в северо-восточном (35°), меридиональном и реже ши-

ротном направлениях. Длина зон нарушения 8—25 км, ширина от 2 до 5 км, положение смещенных слоев ступенчатое. Амплитуда сбросов меняется от нескольких сантиметров до 15—20 м по зоне в целом. Опущены северо-западные и южные крылья. В районе г. Усть-Нарвы в Ленинградском структурном ярусе по подошве ломоносовской свиты кембрия смещение составляет 13—15 м. Опущено восточное крыло. Юго-восточнее г. Гдова, у д. Мишина Гора, очевидно на продолжении гдовской зоны нарушений, находится участок, издавна привлекавший к себе внимание геологов. Здесь расположены так называемые «гдовские дислокации» — выходы на поверхность сильно дислоцированных пород архея, кембрия и ордовика среди сплошного поля нормально залегающих девонских отложений. Впервые описавший их Б. П. Асаткин (1938) указывал, что в строении этих дислокаций много общего с криповулканическими структурами. Однако затем утвердилось мнение (Чихачев, 1936; Котлуков, Митгарц, 1955) о гляциотектоническом происхождении «гдовских дислокаций», их стали считать ледниковым отторженцем.

В последние годы в районе «гдовских дислокаций» (Мишина Гора), Северо-Западным геологическим управлением (Д. Б. Малаховский и А. И. Шмаенок) было пробурено несколько скважин, одна из которых достигла глубины 903 м. Этой скважиной вскрыты интенсивно дислоцированные породы архея, верхнего протерозоя, кембрия и нижнего ордовика. Основную часть разреза составляют брекчии — глинистые, глинисто-карбонатные, карбонатные, карбонатно-глинистые и др., в составе которых преобладают обломки котлинских «синих глин», карбонатных пород нижнего ордовика, кристаллических пород и гдовских песчаников. Они содержат также вулканогенный материал. Среди брекчий залегают несколько крупных блоков, представленных породами кристаллического фундамента, котлинскими глинами, гдовскими песчаниками, известняками и доломитами нижнего ордовика. При этом падение осадочных пород почти вертикальное.

Полученные новые данные позволяют отвергнуть существовавшую трактовку мишиногорских нарушений как гляциодислокацию и считать их сложной тектонической структурой, видимо родственной трубкам взрыва.

В настоящее время на Мишиной Горе продолжается бурение глубоких скважин и проводятся геофизические работы.

Котловская зона нарушений протягивается между г. Котлы и оз. Самро. Существование этой зоны установлено в путиловском структурном ярусе по волховскому горизонту нижнего ордовика. Западное ее крыло опущено относительно восточного приблизительно на 35 м. Эта зона характеризуется наличием сбросов в отложениях ордовика на Веймарнском участке Ленинградского месторождения горючих сланцев и пликвативными дислокациями в районе г. Котлы.

Сбросы на Веймарнском участке установлены по изменению положения пласта горючих сланцев в карьере и разведочными выработками. Их направление СВ 40°, амплитуда 6—12 м, установленная протяженность 5 км; ширина зоны нарушений 1—1,2 км. Внутреннее строение зоны ступенчатое. Опущен последовательно в северо-западном направлении каждый соседний блок между сбросами.

Собственно котловская дислокация, площадью 0,6 км², представляет собой складку куполовидной формы с амплитудой около 40 м. Ею захвачена ломоносовская свита и все вышележащие отложения кембрия и ордовика до кукерского горизонта включительно. В отличие от вышележащих отложений, приподнятых в центральной части купола, ломоносовская свита в центре купола опущена (глубина 150 м), а мощность

глин лонтоваской свиты здесь значительно увеличена. В свете современных представлений о тектонических особенностях рассматриваемой территории основной причиной возникновения Котловских дислокаций следует, по-видимому, считать вертикальные смещения, имевшие место в Котловской зоне нарушений.

Гатчинская зона нарушений расположена на линии г. Красное Село — г. Гатчина — ст. Батецкая. Установлена в путиловском структурном ярусе в отложениях ордовика южнее г. Красное Село и юго-западнее г. Гатчины. Предположительно она продолжается на юг до Лужских дислокаций (у ст. Батецкая). Протяженность зоны 115 км (подтверждено бурением 25 км). Вблизи Гатчины структура состоит из трех блоков, ступенчато приподнятых относительно друг друга в восточном направлении; амплитуда перемещения отдельных блоков составляет около 10 м.

Мгинская зона нарушений проходит от г. Приозерска вдоль западного берега Ладожского озера и дальше к югу до г. Чудово. Выявлена в путиловском структурном ярусе в отложениях ордовика на участке между ордовикским глинтом и г. Чудово. В Ленинградском и Архангельском структурных ярусах вдоль берега Ладожского озера эта зона нарушений показана предположительно, на основании особенностей строения поверхности кристаллического фундамента, установленных скважинами и по геофизическим данным, а также по аналогии с Котловской и Гдовской зонами. У г. Чудово Мгинская зона прерывается Волховской зоной нарушений и дальше к югу не наблюдается. Азимут простирания зоны СЗ 345°, протяженность около 100 км, ширина 5—30 км.

В Мгинской зоне выявлены три разрыва, расположенные параллельно и кулисообразно, между разрывами опущены относительно друг друга соседние восточные блоки. Амплитуда смещения слоев по зоне в целом около 70 м; смещение по отдельным разрывам достигает 30 м.

Волховская зона нарушений проходит вдоль рек Свири и Волхова, через оз. Ильмень и далее продолжается по рекам Псиже и Северке до района ст. Дедовичи. Установлена скважинами на протяжении 150 км: в путиловском структурном ярусе в отложениях ордовика на участке ст. Чудово — ст. Кириши — г. Волхов и в вологодском структурном ярусе, в отложениях верхнего девона у г. Новгорода и на берегу оз. Ильмень. Предполагается, что она протягивается на 80 км к северо-востоку от г. Волхова, обуславливая своеобразный угловато-изломанный контур распространения отложений девона (Брунс, 1964) и на 90 км юго-западнее г. Новгорода через дислокации на южном берегу оз. Ильмень и вдоль прямолинейных отрезков рек Псижи и Северки. Азимут простирания зоны СВ 20°, общая протяженность около 320 км, ширина 7—10 км. Строение зоны сложное. В ней отмечен ряд параллельных разрывов, расположенных кулисообразно. У г. Кириши и севернее г. Новгорода опущенными являются западные крылья сбросов, входящих в эту зону; у г. Чудово опущено восточное крыло. Амплитуда разрывов достигает 20—45 м, местами они затухают.

Дислокации на южном берегу оз. Ильмень наблюдаются в известняках бургского горизонта верхнего девона. Они представляют собой вертикальные и наклонные разрывы, сопровождаемые мелкими складками. Простирание разрывов и складок северо-восточное, амплитуда перемещений по вертикали до 0,7 м, по наклонной плоскости до 1,5 м. Ширина нарушенной зоны по берегу озера около 5 км. К югу она прослежена на 2 км до с. Бурегина на р. Псиже. Относительно происхождения названных дислокаций существуют две точки зрения. Согласно одной из них, высказанной И. Лагузенем (1873) и подтвержденной

В. М. Сенюковым (1947), это проявление тектоники; по другой, выдвинутой И. В. Даниловским (1932) и поддерживаемой М. Э. Янишевским (1932 г.), В. А. Кузнецовым (1946 г.) и В. С. Кофманом (1966), это гляциодислокации. Учитывая строение и определенную ориентировку нарушений в естественных обнажениях, а также ограниченное распространение нарушений, совпадающее с положением Волховской зоны, А. П. Саломон и В. Н. Зандер разделяют первую точку зрения.

Восточно-Ладожская зона нарушений прослеживается приблизительно по линии г. Лодейное поле — г. Пикалево, на протяжении около 120 км. Выявлена в Ленинградском структурном ярусе при построении гипсометрической карты подошвы отложений балтийской серии. Вблизи выхода ломоносовской свиты на дочетвертичную поверхность установлено смещение в положении ее подошвы амплитудой около 200 м (абсолютные отметки соответственно —58 и —265 м). К югу амплитуда смещения постепенно сокращается. На абсолютной высоте —300 м она составляет около 50 м и на абсолютной высоте —400 м около 25 м. Возможно, что на всем протяжении или преимущественно в южной части смещение представляет собой флексуру. Южнее г. Пикалево, на продолжении этой зоны нарушений в осадочном чехле, намечается зона разломов в кристаллическом фундаменте (по геофизическим данным).

Западно-Онежская зона нарушений протягивается от с. Вознесенье через Шимозеро приблизительно на 100 км. Она выявлена в Ленинградском структурном ярусе при построении гипсометрической карты подошвы балтийской серии. Вблизи выхода ломоносовской свиты на додевонскую поверхность она зафиксирована скважинами, в районе которых амплитуда смещения составляет 40—80 м. Южнее, на отметке —400 м, разрыв сокращается до 30—40 м и, наконец, затухает. Здесь также можно предположить наличие флексуры.

В додевонское время участки территории, заключенные между Котловской и Гатчинской, а также между Мгинской и Волховской зонами были опущены. В последевонское время, наоборот, они оказались приподнятыми, а покрывающие их отложения девона эродированы. В результате этого, как видно на геологической карте, отложения ордовика над приподнятыми блоками вдаются к югу в поле распространения отложений девона, будучи ограничены почти прямолинейными контурами. Блоковые перемещения привели к тому, что в настоящее время подошва волховского горизонта на одной линии простирания у Чудского озера расположена на абсолютной высоте 30 м, а южнее Ладожского озера на высоте —100 м (см. рис. 55).

Тектонические движения вызвали не только вертикальные смещения и разрывы слоев. Они обусловили образование внутри и вблизи зон нарушения складок куполовидной и вытянутой формы небольших размеров и амплитуды и, кроме того, возникновение многочисленных горизонтальных послойных перемещений отдельных пачек известняка (до 50—70 см) по маломощным (2—3 см) прослоям глины или мергеля. Эти прослой смяты, раздроблены и в них наблюдаются следы волочения.

Порховская седловина в ленинградском структурном ярусе оконтурена изогипсой подошвы балтийской серии —600 м, а в путиловском — изогипсой подошвы волховского горизонта —400 м. В новгородском структурном подъярусе она не проявлялась. К сожалению, отсутствие необходимых данных не позволяет охарактеризовать эту структуру более подробно.

Балтийская синеклиза. В пределы рассматриваемой территории заходит лишь восточная окраинная ее часть. Здесь отсутствуют отложения рифея. Из этого следует, что в дорифейское и рифейское время впадины в кристаллическом фундаменте на этом месте не существовало.

Остается пока неясным, как проявилось прогибание в этой зоне в вендское и кембрийское время. Данные бурения и изучения естественных обнажений показывают (Котлуков, Митгарц, 1955), что в районах ж.-д. станций Локно и Черская, а также городов Острова и Порхова (восточная окраина Балтийской синеклизы и примыкающая к ней часть Порховской седловины), в ордовике и силуре отсутствуют отложения прибрежно-морских фаций и, следовательно, как утверждают В. А. Котлуков и Б. Б. Митгарц, отложения этого возраста распространялись не-

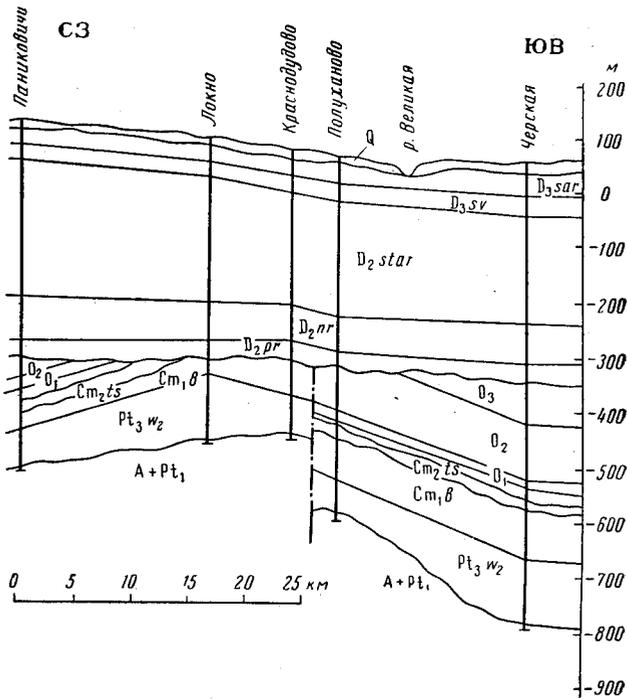


Рис. 56. Разрез Локновского вала. Составил А. П. Саломон (1969 г.). Пунктирная линия — разлом

прерывно в восточном направлении. С севера Балтийская синеклиза ограничена зоной разломов широтного направления, пересекающих кристаллический фундамент, а также Ленинградский и Путиловский структурные яруса. Результаты гравиметрических и аэромагнитных съемок позволяют допустить, что положение восточной границы этой структуры также определяется разломами в фундаменте и осадочным чехле. Очевидно, прогибание восточной части Балтийской синеклизы началось в ордовике в результате опускания по разломам крупных блоков кристаллического фундамента и доордовикской осадочной толщи, одновременно с формированием путиловского структурного яруса.

По сравнению с Локновским валом в восточной части синеклизы ленинградский структурный ярус опущен по разломам больше чем на 100 м и внутри ее наклонен к юго-востоку. Мощность путиловского структурного яруса в Балтийской синеклизе значительно больше, чем на окружающих пространствах, где слагающие этот ярус отложения сильнее подверглись последующей додевонской денудации. В новгородском структурном подъярусе (в отложениях девона) разрывные нарушения не установлены; мощность его в синеклизе также увеличена. Об условиях залегания отложений путиловского структурного яруса и нов-

городского подъяруса из-за недостатка данных судить затруднительно.

Локновский вал, крупная положительная структура вытянутой формы расположена в 30 км к югу от Псковского озера, на границе с Эстонией (рис. 56). Она ориентирована в широтном направлении параллельно зоне разломов, отделяющих по кристаллическому фундаменту Балтийскую синеклизу от соседнего с ней склона Балтийского щита. Локновский вал отчетливо проявляется в кристаллическом фундаменте, а также в ленинградском и путиловском структурных ярусах. Амплитуда вала по подошве отложений балтийской серии составляет около 200 м. Северное крыло вала пологое, южное — крутое и осложнено разрывами, амплитуда которых достигает 150 м. В новгородском структурном подъярусе, залегающем на размытой поверхности ленинградского и путиловского структурных ярусов, вал отражается в виде небольших куполовидных складок. К западу Локновский вал протягивается на территорию Эстонии и Латвии. К востоку амплитуда разломов, с которыми связано возникновение вала, затухает и он выполаживается к западу от р. Великой. Формирование вала относится к ордовику и является одновременным с образованием северо-восточной части Балтийской синеклизы. Большинство предыдущих исследователей (Котлуков и др., 1955; Люткевич и др., 1957; Паасикиви, 1966 и др.) рассматривали Локновский вал как крупную локальную куполовидную структуру.

Белорусско-Литовский выступ. О северном окончании Белорусско-Литовского выступа, так же как и о Порховской седловине, имеется очень мало данных. Известно только, что он отчетливо выражен в рельефе поверхности кристаллического фундамента и хорошо обрисовывается изогипсой — 600 м подошвы балтийской серии. Особенности его тектонического строения и характер границ пока не изучены.

Локальные структуры

На рассматриваемой территории размещение локальных структур тесно связано с зонами разрывных нарушений в осадочном чехле. При этом чаще всего они бывают расположены на их поднятых крыльях. Наибольшее количество известных локальных структур связано с зонами нарушений, расположенными южнее Ленинграда и по линии с. Локно — г. Порхов — г. Крестцы.

Между структурами указанных двух районов имеется ряд существенных различий. Локальные структуры вблизи Ленинграда имеют куполовидную форму, выявлены в отложениях гдовского горизонта и приурочены к разломам в кристаллическом фундаменте. Их размеры и амплитуда обычно небольшие. Вверх по разрезу они выполаживаются в пределах толщи ленинградского структурного яруса. К структурам этого вида относятся разведенные и частично уже используемые для подземного хранения природного газа Гатчинская, Павловская, Колпинская, Озерецкая и Правобережная локальные структуры (Пейсик, 1962). Все они приурочены к поднятым крыльям разломов северо-восточного простирания в кристаллическом фундаменте, имеют амплитуду около 10 м и площадь от 10 до 35 км². Юго-восточные и восточные крылья перечисленных структур — пологие, а северо-западные и западные — значительно круче. К структурам этого же вида могут быть отнесены Красносельская, Сиверская, Котловская и Будогощская структуры, расположенные также в приленинградской зоне.

На примере Гатчинской и некоторых других локальных структур Н. И. Кузнецова (А. П. Саломон и др., 1967 г.) установила, что структуры в отложениях гдовского горизонта формировались в процессе

осадконакопления под воздействием медленных колебательных движений отдельных блоков кристаллического фундамента. Современный вид эти структуры приобрели позднее в результате перемещений по разломам северо-восточного направления, которые также были наиболее активными в первую стадию своего развития.

Структуры, выявленные в районе городов Пскова, Порхова, Крестцов, Старой Руссы и Острова, крупнее описанных выше, они проявляются не в одном, а в нескольких стратиграфических горизонтах. Вместе с тем их форма и размеры от горизонта к горизонту могут изменяться. По типу они приближаются к плакантиклиналям Н. С. Шатского. Подавляющее большинство этих структур (кроме Сутокской и структур Островской группы) расположено на поднятых крыльях зон разломов в кристаллическом фундаменте и осадочном чехле. И хотя визуально разломы в районе городов Порхова и Старой Руссы не установлены, все геологические, гидрогеологические и геофизические данные указывают на их присутствие. Многие структуры этого вида устанавливались только в естественных обнажениях по девонским породам. Винская, Невская (в районе г. Крестцы) и Лопатовская (в районе г. Пскова) структуры изучены при помощи бурения, Стремутская структура в отложениях ордовика выявлена с помощью геофизических методов. Размеры структур весьма разнообразны. Их площадь колеблется от 5 до 100 км², амплитуда составляет 10—40 м. Они, как правило, асимметричны и преимущественно вытянуты параллельно зоне разломов. При этом отдельные структуры, по-видимому, связаны не с основным нарушением, а с параллельными ему разрывами меньшей амплитуды и протяженности.

Положение локальных структур, сгруппировавшихся в районе г. Острова, со стороны опущенного крыла Локно-Крестецкой зоны разломов остается пока неясным. Весьма немногочисленные геологические и геофизические данные о строении кристаллического фундамента и глубоких горизонтах осадочного чехла в этом районе позволяет лишь высказать предположение о существовании здесь крупных разломов, осложняющих строение Порховской седловины.

Ряд локальных структур, выявленных в верхних частях разреза осадочного чехла: Ханьяская, Печорская, Локновская, Гнилухинская, Волковская, Горушка-Родионовская, Коровье-Сельская, Сутокская, Лопатовская отразились и в рельефе современной поверхности. Ниже приводится описание некоторых наиболее характерных локальных структур.

Павловская структура расположена между городами Павловском и Гатчиной, в северо-восточной части Гатчинско-Павловского валообразного поднятия (рис. 57). Она охарактеризована данными 40 скважин (К. А. Брикман, Е. А. Кастрюлина, 1962 г.). Проявляется в неровностях поверхности кристаллического фундамента и в аномальном залегании осадочных отложений верхнего протерозоя и нижнего кембрия (характер залегания гдовского горизонта определяется рельефом поверхности кристаллического фундамента). Структура имеет асимметричное строение с крутым северо-западным крылом, вдоль которого проходит разрыв северо-восточного простирания со смещением слоев в 8—13 м. Юго-восточный склон структуры, совпадающий с региональным погружением слоев, имеет падение около 4 м/км. В более высоких частях разреза, а именно в ломоносовской свите, отмечается смещение свода структуры в северо-восточном направлении, выполаживание склонов, уменьшение площади и амплитуды поднятия. Лопатовская свита в верхней части структуры размыта. По фундаменту и гдовскому горизонту площадь структуры 25 км², амплитуда поднятия по отложениям гдовского горизонта 8—9 м; по песчаникам ломоносовской свиты пло-

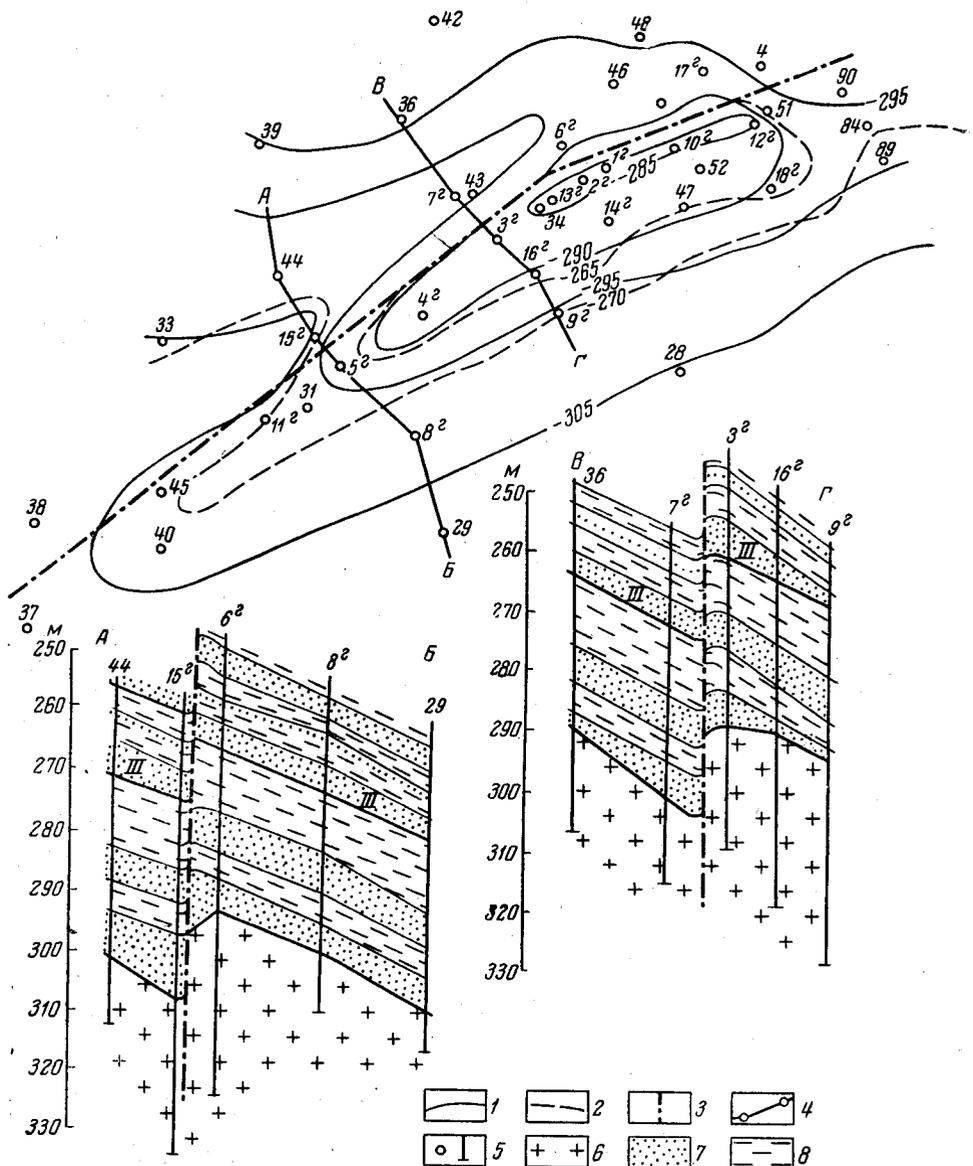


Рис. 57. Строение Павловской локальной структуры. Составил А. П. Саломон, 1969 г. (по данным К. А. Брикман и Е. А. Кастрюлиной)

Изогонсы локальной структуры: 1 — по поверхности кристаллического фундамента, 2 — по подошве III (третьего) песчаного пласта Сп₁gd; 3 — линия вертикального тектонического нарушения; 4 — линии геологических разрезов; 5 — буровые скважины; 6 — породы кристаллического фундамента; 7 — пески и песчаники; 8 — глины и алевролиты

щадь 9 км², амплитуда 6 м. Простираение структуры северо-восточное 50°.

Лопатовская структура расположена в 20 км восточнее г. Пскова (рис. 58). Выявлена по данным геологической съемки (В. А. Селиванова, О. Н. Элькин, 1947 г.), по разрезам двенадцати структурных буровых скважин (Л. Г. Паасикиви, 1958 г.), электроразведки методами ВЭЗ и ДЭЗ (С. А. Погребинский, 1957 г.) и сейсморазведки КМПВ (В. С. Борисов, Ю. Ф. Соломкин, 1960 г.). По данным геофизики, на поверхности фундамента вырисовывается асимметричный выступ с пологим северо-западным и крутым юго-восточным крыльями. В отложениях кембрия и ордовика отмечается пологая асимметричная складка с более крутым юго-западным и пологим северо-восточным крылом. Мощность кембрия и ордовика на крыльях и в своде поднятия почти не меняется. Начиная от кровли лонтоваской свиты вверх по разрезу до пакерортского горизонта включительно структура выполаживается. Свод ее (скв. 11) расположен севернее д. Гнильно. В девоне по подошве снеегогорских слоев Лопатовское поднятие представляет собой симметричную брахиантиклиналь с пережимом в средней ее части. Мощность отложений девона на крыльях и в сводовой части поднятия остается без изменений. Свод структуры смещен к юго-востоку в направлении д. Лопатово.

Лопатовская структура отражается как в дочетвертичном, так и в современном рельефе. В кембрийских и ордовикских отложениях поднятия несколько вытянуто в направлении СЗ 285° и занимает площадь около 10 км². В девоне (по подошве снеегогорских слоев) структура приобретает широтное простираение, площадь ее увеличивается до 15 км². Относительная амплитуда поверхности фундамента в юго-восточной части выступа 40—50 м; амплитуда структуры по кровле лонтоваской свиты более 6 м, по кровле пакерортского горизонта около 3 м, по подошве снеегогорских слоев приблизительно 25 м. По кровле пакерортских слоев наклон юго-западного крыла структуры достигает 5 м/км, а северо-восточного 2 м/км. По подошве снеегогорских слоев наклон крыльев около 16 м/км (или 0° 55').

Невская структура расположена у д. Невская, в 12—17 км северо-западнее г. Крестцы. Характеризуется данными восемнадцати скважин, достигших кристаллического фундамента (Г. Ф. Макарова, 1965 г.), и геофизических исследований: электроразведки ТТ, сейсморазведки КМПВ и МОВ (Ю. И. Миронович и др., 1964 г.). Невская структура проявляется в кристаллическом фундаменте, в отложениях вендского комплекса, кембрия, ордовика и девона. По поверхности фундамента и по кровле 1-го песчаного пласта гдовского горизонта вырисовывается асимметричное поднятие с крутым северо-западным и пологим юго-восточным крылом. По предварительным данным, вдоль северо-западного края структуры в кристаллическом основании предполагается тектоническое нарушение.

В осадочном чехле с северо-запада поднятие ограничено небольшим прогибом, юго-восточное его крыло постепенно сливается с региональным погружением борта Московской синеклизы. Снизу вверх в разрезе, от отложений вендского комплекса до ордовика, структура выполаживается, но площадь ее остается неизменной. В девоне общий облик структуры сохраняется прежним, но амплитуда снова возрастает. Структура вытянута в направлении СВ 35°, площадь ее 100 км². Амплитуда поднятия по поверхности фундамента и кровле 1-го песчаного пласта гдовского горизонта около 45 м, наклон северо-западного крыла 30 м/км, юго-восточного 7—8 м/км; амплитуда поднятия по подошве волховского горизонта 12 м, наклон северо-западного крыла 8 м/км,

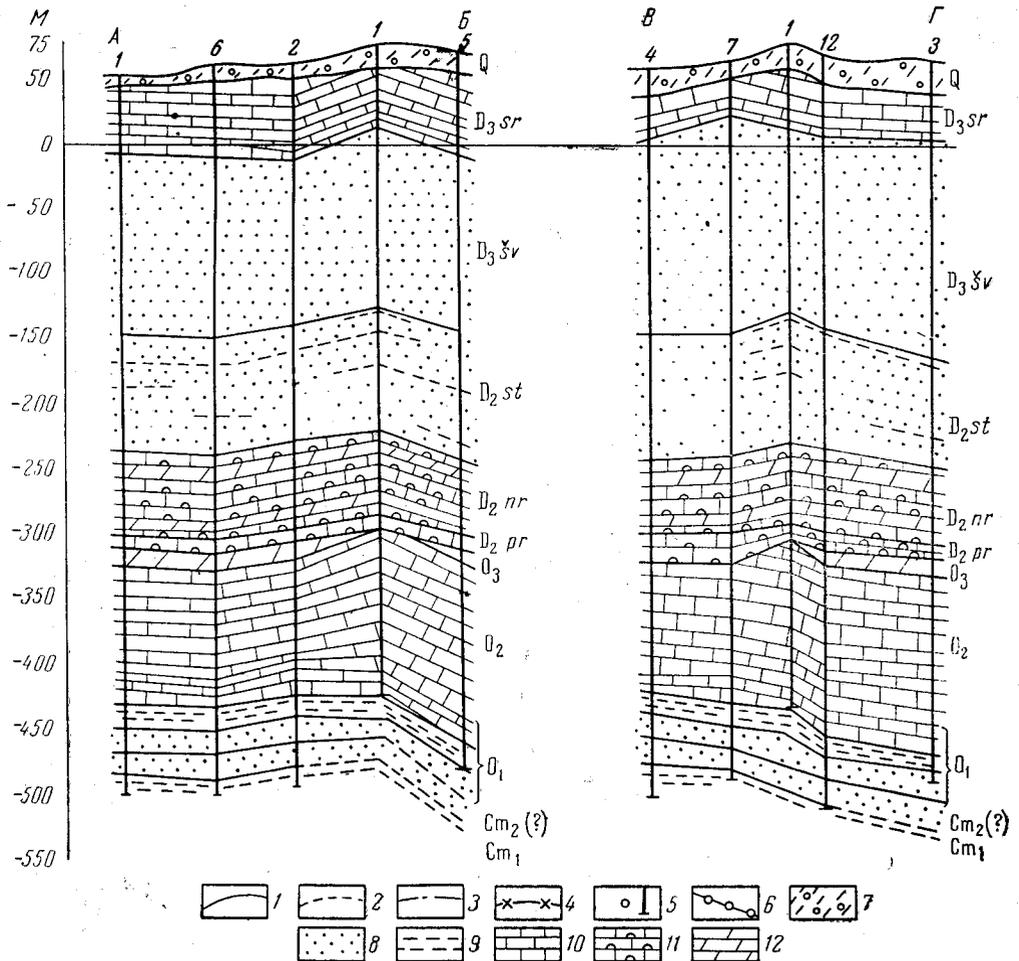
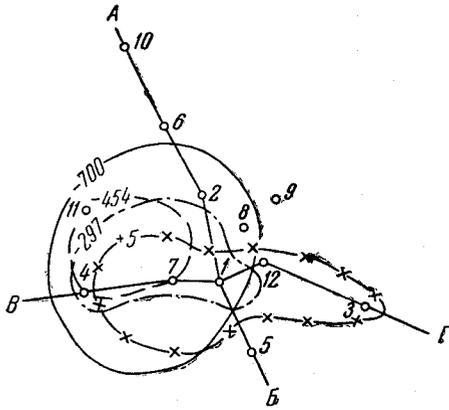


Рис. 58. Строение Лопатовской локальной структуры. Составил А. П. Саломон, 1969 г. (по данным Л. Б. Паасикиви и Е. А. Кастрюлиной)

Контуры локальной структуры. 1 — по поверхности кристаллического фундамента, по стратонзо-гипсам; 2 — подошвы ордовика, 3 — нарвского горизонта среднего девона, 4 — саргаевского горизонта верхнего девона; 5 — буровые скважины; 6 — линии геологических разрезов; 7 — валунные глины; 8 — пески; 9 — глины; 10 — известняки; 11 — мергели; 12 — доломиты

юго-восточного 3—4 м/км; амплитуда по подошве снетогорских отложений 25 м, наклон соответственно 16 и 6 м/км.

Волковская структура расположена в 15 км юго-восточнее г. Пскова у деревень Воскресенщина, Волкова, Большая Горушка. Выявлена при геологической съемке по выходам швентойского горизонта верхнего девона среди сплошного поля развития чудовских слоев (Брунс, 1940; Александрова, Жарков, 1948 г.; Шаменок, Саммет, 1963 г.). Площадь структуры 6 км². Замерами в каменоломнях установлена ее изометрическая форма. Амплитуда поднятия превышает 60 м. Северо-западный склон структуры более крутой, погружение 30 м/км; юго-восточный склон пологий, погружение 10 м/км.

Мочаловская структура расположена у д. Мочалово на р. Великой, в 9 км северо-западнее г. Острова. Выявлена при геологической съемке (Голубков, Корнеева, 1947; Александрова, Жарков, 1948 г.) по аномальному залеганию свибордских и ильменских слоев, в русле р. Великой, среди поля развития отложений бурегского возраста. Поднятие осложнено пологой гофрировкой слоев. Углы падения на крыльях складок достигают 2—3°. Площадь структуры составляет примерно 10 км². Амплитуда поднятия по подошве ильменских слоев 15—20 м.

Трещиноватость горных пород

Трещиноватость присуща всем без исключения горным породам, начиная от кристаллических пород фундамента до четвертичных отложений включительно. Трещины образуют в них правильную сетку в пределах одного или нескольких пластов. В подавляющем большинстве случаев трещины вертикальные. Трещиноватость разделяется на фоновую и аномальную. Фоновая трещиноватость распространена повсеместно и независимо от возраста пород имеет северо-западное и северо-восточное направление. Аномальная (усложненная) трещиноватость выражается появлением дополнительных трещин с направлениями, близкими к широтному и меридиональному, и наблюдается при нарушении моноклинального залегания слоев (складки, разрывы) также независимо от их возраста. Густота трещин определенного направления зависит от литологических особенностей горных пород. Так, наибольшее количество трещин наблюдается в известняках, аргиллитах и алевролитах, затем в глинах и мергелях и меньше всего трещин в гипсах, песках и песчаниках.

В 1965—1966 гг. Е. В. Чаплыгин, А. П. Саломон и Я. А. Головки (Саломон и др., 1967 г.) провели специальное изучение трещиноватости горных пород в Ленинградской, Новгородской и Псковской областях. Они измерили и описали 26 тысяч трещин в 560 обнажениях, расположенных по площади более или менее равномерно. В результате обработки собранных материалов, Е. В. Чаплыгин разработал характеристику трещиноватости горных пород, приводимую ниже.

Фоновая трещиноватость постоянна во всех частях региона. Для нее характерны азимуты СЗ 300—330° и СВ 30—60°. При этом 60% фоновых трещин находится в интервале СЗ 310—320° и СВ 40—50°. Угол между направлениями фоновых трещин равен 90°. Северо-западные трещины четкие, обычно с гладкими стенками, выдержанные по направлению. При хорошей обнаженности пород они прослеживаются на десятки и сотни метров. Трещины северо-восточного направления короче, с неровными стенками, чаще бывают извилисты. По мнению Е. Н. Пермякова (1949, 1951) и ряда других исследователей, гладкие стенки характерны для толщ, возникших под влиянием сжатия, а неровные — растяжения.

Система дополнительных трещин (широтных и меридиональных), образующая усложненную трещиноватость, местами отсутствует, иногда трещины в ней наблюдаются единицами или, наоборот, насчитываются во множестве. Угол между меридиональными и широтными трещинами, как правило, бывает несколько больше или меньше 90°. В отличие от фоновых, дополнительные трещины менее сконцентрированы, распределены веерообразно или образуют по два максимума. Вследствие перечисленных особенностей распределения широтных и меридиональных трещин всякое усреднение и обобщение данных по трещиноватости горных пород может создать ложное представление о повсеместном распространении аномальных трещин и, следовательно, об однообразном характере трещиноватости на больших пространствах.

В табл. 18 приводятся данные о преобладающих направлениях трещин на тектонически однородных участках в пределах рассматривае-

Таблица 18

Преобладающие азимуты трещин

№ п/п	Тектонически однородные участки	Геологический возраст	Системы трещин (в азимутах)				
			северо-западная	северо-восточная	меридиональная	широтная	
1	Города Кингисепп — Сланцы — Нарва	D ₂	322	60	352	294	
		O	313—332	35—56	340—354	83—103	
2	Поселки Молосковичи — Извара — р. Коваша	Ст ₂ (?)	315—322	50—60	350; 20	292	
		O	301—313	30—52	332—350	71—114	
		Ст	330 Нет данных	30—50	13—22 330—350 10—20	70—110	
3	г. Павловск — поселки Войтолово — Ульяновка:	Ст, O, D	западная часть	320—330	32—64	341—20	71—109
			восточная часть	310—312	32—51	352—2	89—101
4	Поселки Вырица — Рождественно — р. Суида	D ₂	312—320	37—61	342—21	82—110	
5	Поселки Ссьмино — Ляды — Мишина Гора	O	311	Нет данных	352—2	91—101	
		D ₃	302—330		338—350 0—22	102—112	
6	г. Луга — поселки Ям — Тесово — Торшковици	D ₂ , D ₃	301—330	40—60	340—19	80—110	
7	Города Псков — Остров — Печоры	D ₃	310—330	30—60	340—20	70—110	
8	Города Порхов — Солцы — Удоргош	D ₃	310—320	30—62	331—360	70—113	
					10—20		
9	Южный берег оз. Ильмень — города Холм — Демянск	D ₃	310	50	330—360	70—110	
			310	30—40	340—350	70—75	
10	Пос. Путилово — г. Волхов — пос. Алексино	O	320	50	Нет данных		
11	Города Любань — Чудово — Будогош	D ₃	310—323	40—53	"	"	
12	Города Крестцы — Новгород — пос. Ударник на р. Мсте	Q	315—321	42	Нет данных	85	
		D ₃	312—322	41—54		351—1	85—113
13	г. Боровичи — поселки Любытино — Угловка	D ₃ , C ₁	311—324	40—56	350—20	85—110	
14	Города Пикалево — Бокситогорск — Неболчи	C ₁	313—324	45—53	322—336	83—113	
			305	85	357—24	85—94	

мой территории. Внутри отдельных площадей в связи с расположенными в их пределах структурами или вертикальными нарушениями моноклинального залегания слоев в направлениях трещин наблюдаются значительные колебания.

Фактов, прямо указывающих на последовательность возникновения трещин (по их заполнению и т. п.), нет и судить об этом можно только по косвенным признакам. Северо-восточные и северо-западные трещины пересекаются между собой наиболее часто; при этом они не меняют первоначального направления и остаются четко выраженными. Меридиональные и широтные трещины нередко прерываются трещинами северо-западного направления. Неоднократно дополнительные трещины прерывают распространение фоновых. Наконец, в ряде пунктов трещины всех четырех систем взаимно пересекаются.

В г. Боровичи на р. Мсте существует небольшая куполовидная складка в доломитах лихвинского возраста. В них наряду с обычными фоновыми трещинами, отчетливо видны радиальные и концентрические, возникшие только в пределах данной структуры. Поскольку распространение дополнительных трещин ограничено площадью небольшой структуры, то очевидно, что они образовались под воздействием локальных тектонических сил одновременно с возникновением самой структуры. Следовательно, вполне вероятно наличие прямой связи между формой локальных структур и ориентировкой дополнительных систем трещин, образовавшихся при их возникновении.

Можно считать доказанным, что направление трещин не зависит от характера горных пород, а все остальные особенности — густота, характер стенок, ширина, форма — в большей или меньшей степени связаны с литологическими свойствами пород. При этом наиболее достоверные результаты по выявлению тектонически осложненных участков получаются при замерах трещин в каменистых и плотных породах.

Наиболее интенсивная трещиноватость (фоновые и дополнительные трещины) наблюдается в западной части Ордовикского плато на Ижорской возвышенности (между Котловской и Гатчинской зонами нарушений). Здесь в породах ордовика проходит целая система вертикальных разрывов и зачастую наблюдаются мелкие складки, а по геофизическим данным намечается осложнение строения поверхности кристаллического фундамента. Эта территория испытала неоднократные движения разного знака, что и явилось, по всей вероятности, главной причиной раздробленности пород. Интенсивная трещиноватость отложений ордовика и девона вдоль Мгинской и Волховской зон нарушений подтверждает тектоническую природу образования заключенного между ними выступа ордовикских отложений, направленного к югу. Усложненная трещиноватость установлена вдоль так называемого везенбергского уступа в районе г. Сланцы. Замеры трещин в карьере у д. Мишина Гора показали, что их направления совпадают с простираниями трещин, развитых на всей прилегающей территории. Это может свидетельствовать о коренном залегании пород, которые С. М. Чихачев (1936) и В. А. Котлуков (1955) принимают за отторженцы. Наклонное положение как фоновых, так и дополнительных трещин свидетельствует, скорее всего, о вторичном характере нарушения моноклинального залегания слоев. Следовательно, результаты изучения трещиноватости горных пород указывают на тектоническую природу Гдовских дислокаций.

Аномальная трещиноватость пород подтверждается сложное геологическое строение осадочного чехла и кристаллического фундамента в районе г. Пскова и южнее. Все обнаруженные в этом районе локальные структуры совпадают с зоной интенсивной трещиноватости. Следует указать, что усложненная трещиноватость в девонских и камен-

ноугольных отложениях вдоль карбонового глинта приурочена к повышенным участкам довизейского рельефа, что является дополнительным доказательством его структурно-денудационного характера. Трещиноватостью подчеркивается проявление Боровичского вала в боровичском структурном подъярусе. Аномальная трещиноватость приурочена также к зонам новейших проявлений разрывной тектоники, выявленным путем морфоструктурного анализа — например в районе Крестцов, Старой Руссы и др. (Саломон и др., 1967).

По поводу причин возникновения трещиноватости горных пород на Русской плите существуют самые различные точки зрения. Н. С. Шатский (1955) полагал, что для всей платформы выдерживаются одни и те же системы трещин (ортогональная и диагональная). Е. Н. Пермяков (1949) считает все трещины на платформе тектоническими и связывает их расположение с очертаниями структурных форм залегания слоев. А. С. Новикова (1951), напротив, считает всю трещиноватость платформы нетектонической, возникшей при уплотнении пород и не видит в расположении трещин ясных закономерностей. В. В. Белоусов (1962) относит трещиноватость пород платформы к развитой повсеместно общей трещиноватости, возникшей в результате диагенетического уплотнения пород. Вместе с тем он допускает, что направление трещин предопределено текстурными особенностями пород и, может быть, частично тектоническими причинами. С. С. Шульц (1964) считает, что трещиноватость горных пород на Русской плите является эндогенной, т. е. возникшей в результате изменения объема горных пород стяжением при их охлаждении или высыхании, как это ранее предположил и В. В. Белоусов (1954, 1962 гг.). Направление трещин, по его мнению, обусловлено внешними (экзогенными) причинами, связанными, по-видимому, с планетарными явлениями (изменение скорости вращения Земли, изменение формы Земли, твердые приливы и иные причины). Используя термин, употреблявшийся Н. С. Шатским (применительно к сетке разломов и тектонических швов, возникших, как он предполагал, в связи с вращением Земли и, возможно, с изменением его скорости), С. С. Шульц предложил называть трещиноватость горных пород, наблюдаемую на Русской плите, также «планетарной». При этом он предполагает, что азимуты трещин в отложениях разного возраста должны быть различными, так как связывает это с изменением положения оси вращения Земли. И В. В. Белоусов, и С. С. Шульц обращают внимание на недостаточную изученность вопроса о трещиноватости горных пород и необходимость дальнейших исследований в этом направлении.

Собранный богатый разнообразный фактический материал по трещиноватости горных пород рассматриваемой территории и всего северо-запада Русской плиты позволяет предположить, что фоновые трещины действительно образовались под воздействием диагенеза и причин планетарного характера, а дополнительные широтные и меридиональные трещины возникли одновременно с локальными структурами и разрывами как следствие местных тектонических процессов. Вместе с тем никаких внешних различий между фоновыми и дополнительными трещинами заметить не удастся. Повсеместное распространение и идентичность ориентировки трещин, начиная от архейских пород фундамента до четвертичных образований включительно, позволяют выдвинуть предположение о том, что образование фоновых трещин — процесс постоянный и непрерывный. Должно быть, трещины, возникшие в осадочных породах при диагенезе осадков, окончательно формируются в процессе их литификации; при этом трещины в вышележащих слоях наследуют ориентировку трещин подстилающих пород. Ориентировка трещин не меняется даже при отсутствии в разрезе отложений, уничтоженных или

не отложившихся во время длительных континентальных перерывов (например между нижним кембрием и ордовиком, ордовиком и верхним девонем). Приуроченность дополнительных трещин к локальным поднятиям или вертикальным разрывным нарушениям указывает на одновременное с ними образование под воздействием тектонических сил, действовавших в определенные промежутки времени.

Связь между геологическим строением территории и современным рельефом

Главная особенность соотношения между геологической структурой территории и ее современной поверхностью состоит в том, что наиболее приподнятому положению кристаллического фундамента и отложенных осадочного чехла на границе с Балтийским щитом соответствуют наиболее пониженные участки современной поверхности, в пределах которых расположены крупнейшие водоемы, приуроченные к древним грабенообразным структурам (Финский залив, Ладожское и Онежское озера, Белое море). Все это пространство, названное Балтийско-Беломорской низменной зоной (Масляев, 1955), с юго-востока ограничено Валдайской возвышенностью, образующей Валдайско-Онежский уступ, обращенный к северо-западу; со стороны Балтийского щита граница низменной зоны проходит севернее Финского залива — от Выборга до Сортавалы, откуда поворачивает на Медвежьегорск. Поверхность Балтийско-Беломорской низменности имеет ступенчатое строение. Валдайско-Онежский, или иначе Карбоновый, уступ образует внешнюю ступень. Внутренняя ступень, расположенная на 100—150 м ниже, образована Балтийско-Ладожским уступом, или Ордовикским глинтом. Кроме того, на южном берегу оз. Ильмень в бурегских известняках выработана невысокая ступень длиной в несколько километров.

Эти уступы на всем протяжении достаточно детально изучены бурением и геофизическими методами. Полученные данные указывают на денудационное происхождение этих уступов без прямой связи с вертикальными тектоническими нарушениями.

Непосредственное выражение геологической структуры в современном рельефе отмечается на северо-западном склоне Московской синеклизы. Так, Ижорская возвышенность образовалась в результате поднятия блока путиловского структурного яруса, заключенного между Котловской и Гатчинской нарушенными зонами. Небольшая возвышенность, расположенная южнее Ладожского озера, соответствует значительно приподнятому выступу путиловского структурного яруса между Мгинским и Волховским нарушениями. Отдельные структурные элементы нашли отражение в контурах берегов Финского залива и Ладожского озера. Широкие выступы берега Финского залива севернее Ижорской возвышенности, в районе поселков Косколово и Усть-Луга, соответствуют поднятым блокам в осадочном чехле. По направлениям нарушенных зон, ограничивающих указанные блоки, наблюдается спрямленность контуров берега.

Отдельные локальные структуры, например Локновская, Печорская, Лопатовская, Волковская и другие, наблюдаемые в новгородском структурном подъярусе, как уже говорилось, также выражаются возвышенностями в рельефе современной поверхности.

Вместе с тем далеко не все известные возвышенности в современном рельефе отражают положительные тектонические структуры. Так, например, широко известные Валдайская гряда и Судомская возвышенность (Шульц и др., 1963) представляют собой типичные аккумулятивные ледниковые формы.

Перечисленные выше примеры показывают широкое проявление прямых связей современного рельефа со структурами осадочного чехла рассматриваемой территории. К аналогичному выводу пришел и Б. Н. Можаяев (1966). Противоположное мнение о преобладании на северо-западе Русской плиты обращенных форм рельефа высказывают Ю. А. Мещеряков (1953, 1961) и И. П. Герасимов (1959). В статье «Новые данные о тектонике Ильменской впадины» В. С. Кофман (1966 г.) также развивает представление об обращенном рельефе.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

Обзор исследований

Первые сведения на исследуемой территории о новейшей тектонике¹ в форме региональных перекосов, связанных с поднятием Балтийского щита, приводятся в работах Е. Крауса (Kraus, 1913), Ю. Айлио (Ailio, 1915) и др. Позднее на основе фундаментальных исследований рельефа северо-западной части Ленинградской области К. К. Марков составил схему изобаз береговых линий субарктической трансгрессии (времени II Балтийского ледникового озера) и литоринового моря. Деформации образований раннего возраста составляют около 20 м, деформации литориновой береговой линии — около 10 м. Направление изобаз северо-восточное. Прямолинейность и параллельность разновозрастных изобаз свидетельствует о региональном перекосе территории. Наиболее поднята северо-западная часть (Марков, 1931).

По мере накопления фактического материала представления о новейшей тектонике исследуемой территории усложнялись. На фоне региональных движений устанавливались и изучались движения локального характера (Личков, 1834; Ю. А. Мещеряков, 1951 г.).

Особенно широкий размах исследования новейшей тектоники Северо-Запада приобрели в послевоенный период. Специально поставленные работы вначале на примере Ханья-Локновского поднятия (Шульц, 1958а), а затем в районе Судомской возвышенности (Шульц и др., 1963), позволили прийти к выводу о том, что «новейшая тектоника проявляется на Русской платформе повсеместно и представления о стабильности каких-либо участков платформы должны быть оставлены» (Шульц, 1958б, стр. 352). Вопросы новейшей тектоники отдельных районов описываемой территории освещались в ряде работ (Мещеряков, Шукевич, 1955; Шульц и др., 1963; Вигдорчик, 1966; Рукояткин, 1966; Вигдорчик и др., 1967; Бискэ, Лак, 1967; О. М. Знаменская, 1968 г. и др.).

Общие соображения, а также отдельные сведения по новейшей тектонике Ленинградской, Новгородской и Псковской областей содержатся также в сводных по Северо-Западу и всей Русской платформе работах (Мещеряков, 1950, 1961, 1965; Шульц, 1958б; «Карта новейшей тектоники СССР», 1959 г.; Геренчук, 1960, 1967; В. К. Гуделис, 1968 г.; Малаховский и др., 1969; Ю. А. Рисс и др., 1964 г.; И. И. Николаев, 1959 г., 1962).

Значительный толчок к изучению новейшей тектоники Ленинградской, Новгородской и Псковской областей и особенно к разработке методики дали работы по поискам погребенных палеозойских структур, пригодных для подземного хранения газа. Результаты геоморфологического анализа проверялись геофизическими, в частности сейсмораз-

¹ Под новейшей тектоникой в соответствии с определением С. С. Шульца понимаются тектонические процессы, которыми созданы основные черты современного рельефа.

ведочными, работами, а затем бурением. Это позволило разработать многие практические рекомендации и теоретические положения по новейшей тектонике северо-западной части Русской плиты (Дмитриев и др., 1965; Можаяев, 1965, 1966, 1969а, б; Рукояткин, 1966; Можаяев, Рукояткин, 1967; Войтылова и др., 1968; Можаяев, Иванова, 1969 и др.).

Особенности изучения новейшей тектоники

Изучение новейшей тектоники на северо-западе Русской плиты встречает значительные трудности. Они заключаются в следующем: а) малая интенсивность новейших тектонических движений; б) активная, преимущественно аккумулятивная деятельность ледниковых покровов; в) чрезвычайная молодость рельефа (со времени разрушения последнего ледника прошло всего лишь 12—15 тыс. лет); г) отсутствие коррелятных отложений.

Новейшая тектоника Ленинградской, Новгородской и Псковской областей сложна и не может быть понята без привлечения данных по смежным районам Русской плиты и южного склона Балтийского щита.

Как уже отмечалось выше, по существующему тектоническому режиму территория Ленинградской, Новгородской и Псковской областей принадлежит материковой платформе, испытывающей общее поднятие. Платформенный режим сохраняется здесь с верхнего протерозоя.

Для многих районов СССР начало новейшего тектонического развития приурочено к концу палеогена — началу неогена (Николаев, Шульц, 1961). С этим временем связано либо явное усиление активности тектонических процессов, выражающиеся в образовании пликативных и дизъюнктивных нарушений (Центральный Казахстан), либо даже смена тектонического режима (Тянь-Шань, Кавказ). На северо-западе Русской плиты нет относящихся к этому периоду следов существенных изменений тектонического режима, контрастных складчатых и четких разрывных нарушений, которые можно было бы рассматривать в качестве явных следов усиления тектонической активности. Это не дает возможности путем анализа структурных форм охарактеризовать новейшие тектонические движения. Но поскольку, согласно приведенному выше определению, новейшей тектоникой обусловлены основные черты рельефа, то некоторые сведения о новейших тектонических движениях территории Ленинградской, Новгородской и Псковской областей могут быть получены на основании анализа рельефа.

В современном рельефе отчетливо выражены формы трех возрастных генераций; доплейстоценовые, плейстоценовые и голоценовые. По видимому, могут быть выделены и три соответствующих этапа новейших тектонических движений. Характеристика доплейстоценовой тектоники может быть получена на основе анализа поверхности дочетвертичных пород. Под покровом четвертичных образований в Ленинградской, Новгородской и Псковской областях отчетливо проступают три обширные ступени, разделенные уступами или склонами. Они отчетливо выражены и в современном рельефе. Это южная часть Карельского перешейка, ограниченная на юге Балтийским глинтом; пространство между Балтийским глинтом и склоном Валдайской возвышенности (так называемые Девонская равнина и Ордовикское плато); юго-восточная-повышенная часть (Карбоновое плато).

Большинство исследователей считают эти ступени следствием избирательной денудации палеозойских отложений (Марков, 1931; Малаховский, 1961; Малаховский и др., 1969; Апухтин и др., 1967; Саммет, 1961 и др.). Результаты геологосъемочных работ последних лет показывают, что и на Балтийском глинте, и на Карбоновом плато известны

многочисленные примеры того, как уступ, разделяющий две ступени, выработан в относительно рыхлых терригенных породах (Н. Н. Соколов, 1949 г.). Известно также, что породы, различающиеся по устойчивости к выветриванию (известняки, песчаники, пески, глины), залегают на близких абсолютных отметках: на Волховско-Мгинском водоразделе, на участках Карбонового плато южнее г. Валдая, у ст. Окуловка и т. п. Это дает основание усомниться в решающей роли различий в вещественном составе пород при образовании отмеченных ступеней. Ступени, выработанные в дочетвертичных породах, независимо от состава последних, и имеющие региональное распространение, можно рассматривать как поверхности выравнивания (Мещеряков, 1965; Можаяев, 1966 г., 1969). Такие поверхности формировались на всей Русской платформе, а также на платформах других континентов (Мещеряков, 1965 и др.).

Время образования поверхностей выравнивания может быть намечено лишь условно и только с учетом материалов по соседним территориям, охарактеризованным более молодыми доплейстоценовыми отложениями, чем Ленинградская, Новгородская и Псковская области. Нижняя поверхность не может быть моложе верхнего плиоцена — нижнего антропогена, судя по возрасту долин, расчленяющих все поверхности (Ковалевский, 1959; Вигдорчик и др., 1967). Наиболее высокая поверхность, по-видимому, не древнее палеогена: ее аналоги в Смоленской области являются аккумулятивными и сложены олигоценовыми осадками (Исаченков, 1964). Возраст средней поверхности выравнивания выходящей за пределы описываемой территории, определяется в Литве как позднемиоцен-раннеплиоценовый. Таким образом, этапы пенеппенизации укладываются в интервал времени: олигоцен — верхний плиоцен (Можаяев, 1966 г., 1969). Отсюда следует, что начало доплейстоценового этапа новейших тектонических движений на описываемой территории относится к олигоцену.

Образование в палеоген-неогене лестницы поверхностей выравнивания, по-видимому, отражает, с одной стороны, понижение общего базиса эрозии всего рассматриваемого района (учитывая обширность территории, можно считать базисом эрозии Мировой океан), с другой — общее поднятие суши. О значительном снижении уровня Мирового океана в неогене свидетельствует широкое развитие переуглубленных долин (Рухина, 1957; Малаховский и др., 1969). Отсутствие каких-либо геологических документов о прекращении поднятия или об опускании Балтийского щита в неогене говорит, видимо, в пользу продолжающегося воздымания этой части материковой платформы.

Вследствие взаимодействия эвстатического понижения уровня Мирового океана и эпейрогенического подъема платформы к концу неогена (по-видимому перед отложением кинельских слоев, если ориентироваться на детально разработанную стратиграфическую и геохронологическую схему каспийского бассейна) уровень моря занимал наиболее низкое положение по сравнению с современным. Есть основания предполагать, что он стоял на 250—300 м и, может быть, даже на 400—500 м ниже, чем сейчас (Лазуков, 1964).

Какова доля эпейрогенического и эвстатического факторов в относительном поднятии суши в конце неогена, пока определенно сказать нельзя. Большинство авторов отдает предпочтение эвстатическому фактору, предполагая, что его эффект в несколько раз превышает эффект тектонических движений. Однако, безусловно, происходили и эпейрогенические движения. Высказываются даже соображения о том, что поздненеогеновое увеличение суши на северо-западе Русской платформе является исключительно следствием тектонического поднятия этого района (Инданс и др., 1960 и т. д.).

Выработка поверхностей выравнивания, снижающихся к северу, привела к тому, что между абсолютной высотой местности в настоящее время и суммарной амплитудой новейших тектонических движений не всегда существует прямая связь. Можно предполагать, что если бы в пределах исследуемой территории была распространена только одна палеогеновая поверхность, то вследствие новейших тектонических движений, унаследованных по отношению к более древним структурам и более интенсивных с приближением к Балтийскому щиту, эта поверхность была бы в северной части района значительно выше, чем в южной, и хорошо обрисовывала основные структуры этой территории.

Существенно иной характер движений земной коры и рельефообразующих процессов отмечался на территории Ленинградской, Новгородской и Псковской областей в плейстоцене. Как считает большинство исследователей, возникновение в это время мощных ледниковых покровов, по-видимому, вызвало прогибание земной коры в области оледенения. Максимальное опускание отмечалось там, где мощность ледникового покрова была наибольшей, видимо в районе Ботнического залива. Таяние покровов сопровождалось поднятием — «всплыванием» земной коры. Механизм этих движений объясняется стремлением земной коры к изостатическому равновесию. Неоднократное наступание и сокращение ледниковых покровов в плейстоцене вызвало многократные поднятия и опускания области оледенения. Гляциоизостатические движения, видимо, происходили на фоне унаследованных, незначительных по интенсивности, но продолжительных эпейрогенных движений.

Рельефообразующая деятельность ледника в это время была очень значительной, она проявилась прежде всего в аккумуляции материала. Распределение ледниковых отложений, по нашему мнению, в целом не контролировалось тектоникой. Скорость аккумуляции была очень велика (образования одной стадии могут иметь мощность до 100 м и более), а время аккумуляции слишком мало (разрушение ледника одной стадии охватывало всего несколько тысячелетий). В таких условиях тектонические движения с типичными для платформы малыми скоростями не могли оказать непосредственного влияния на состав и мощность ледниковых образований в момент их накопления. Не следует смешивать с этим иное явление: направленное развитие отдельных структурных форм на протяжении всего неоген-четвертичного времени может в конце концов вызвать уменьшение или увеличение мощностей четвертичных отложений.

Окончательное разрушение ледника валдайского оледенения вызвало, по-видимому, мощное гляциоизостатическое поднятие всей области оледенения. Для Балтийского щита и его склонов оно совпадало по направленности с новейшими собственно тектоническими движениями. Поднятие Балтийского щита в позднеледниковое время было наиболее интенсивным сразу же после исчезновения ледникового покрова, скорость его со временем постепенно снижается (Марков, 1960; Николаев, 1965).

Свидетельством голоценовых тектонических движений на исследуемой территории являются деформации террас приледниковых водоемов, различия в абсолютных отметках залегающих разновозрастных морских и озерных отложений, перекосы террас крупных озер. Изученные деформации террас приледниковых водоемов имеют, как правило, локальный характер и приурочены к структурным формам осадочного чехла. Они отмечались в окрестностях Ленинграда, в Восточном Приильменье, на Судомской возвышенности и примыкающих к ней низинах, в бассейне р. Волхова, у пос. Будогощь и в других местах. Величина деформаций террас не превышает 5—10 м (Шульц и др., 1963; Дмитриев и др., 1965;

Рукояткин, 1966; Можаяев, Рукояткин, 1967). Если бы удалось проследить какие-либо разновозрастные уровни на большом расстоянии, то, возможно, были бы получены сведения и о региональном перекосе террас приледниковых водоемов.

Осадки разных стадий развития Балтики у Ленинграда и на Карельском перешейке находятся на разных абсолютных отметках (см. табл. 19) (О. М. Знаменская, 1968 г.). На основании этого можно сделать вывод о том, что район Черной речки по сравнению с Ленинградом за послелидьниковое время испытал поднятие. Перекосы крупных озер, особенно вытянутых в меридиональном направлении, указывают на существование общего регионального наклона, связанного с более интенсивным поднятием северной части описываемой территории. На западном берегу Ладожского озера деформация молодой террасы, связанной с Ладожской трансгрессией, бывшей около 2 тыс. лет тому назад (Абрамова и др., 1967; Знаменская, Ананьева, 1967), составляет 3 м (Ailio, 1915). Отмечается подтопление южного берега Псковского озера в системе озер Чудское — Псковское (Hausen, 1913; Orviku, 1959; Раукас, Ряхни, 1969 и др.), переливание Лемболовского озера к югу на Карельском перешейке. Деформации террас на берегах Онежского озера носят более сложный характер (Верещагин, 1931; Вигдорчик и др., 1967).

Таблица 19

Сопоставление высотного положения и мощности осадков стадий развития Балтики в окрестностях Ленинграда. По О. М. Знаменской (1968)

	Ленинград				ст. Ланская	
	скв. 4		скв. 5		Абс. отм. кровли, м	Мощность, м
	Абс. отм. кровли, м	Мощность, м	Абс. отм. кровли, м	Мощность, м		
Осадки: иольдиевого моря	-12,0	6,6	-6,5	7,5	—	—
анцилового моря	-2,0	10	+0,6	5,9	—	—
литоринового моря	+1,6	3,6	+4,0	3,4	(+6,8) — (+7,0)	
	ст. Лахта		ст. Горская		Черная Речка	
	Абс. отм. кровли, м	Мощность, м	Абс. отм. кровли, м	Мощность, м	Абс. отм. кровли, м	Мощность, м
	Осадки: иольдиевого моря	-6,5	—	—	—	+4,2
анцилового моря	-2,2	4,3	—	—	+6,55	2,35
литоринового моря	(+7,5) — (+7,7)	9,7—9,9	+9,0	—	+13,0	6,45

Характер изобаз современных движений земной коры, проведенных по материалам повторного нивелирования (Матцкова, 1963 и др.) свидетельствует о полном прекращении или об очень незначительном поднятии области оледенения вследствие гляциоизостатических процессов

в настоящее время: изобазы на северо-западе Русской плиты располагаются не концентрически по отношению к центру оледенения, а вырываются крупнейшие структурные формы осадочного чехла — Московскую и Балтийскую синеклизы как области относительного опускания, Балтийский щит и его склоны как область поднятия. Из этого можно сделать вывод о том, что гляциоизостатический фактор не является определяющим в современных движениях земной коры и наблюдаемое в настоящее время поднятие Балтийского щита определяется собственно тектоническими процессами. Переход от общего изостатического воздымания территории после разрушения ледникового покрова к локализованным поднятиям и опусканиям, обусловленным тектоническими движениями, произошел, по-видимому, во время литориновой трансгрессии — около 5,5 тыс. лет тому назад (Знаменская, 1968 г.).

Локальные новейшие структуры

Выявление локальных новейших структур основывается на представлении о том, что структурные формы, образуемые новейшими тектоническими движениями, отражаются в рельефе и других компонентах ландшафта, вызывая отклонения (аномалии) от каких-то средних, наиболее типичных, условий (фона) (Можаев, 1969б).

Методы изучения новейшей тектоники, или методы структурно-геоморфологического анализа, очень разнообразны, и круг их с каждым годом расширяется. Далеко не все известные к настоящему времени методы опробованы в специфических условиях рельефа и структуры территории Ленинградской, Новгородской и Псковской областей. По-видимому, далеко не все они могут применяться в этих условиях.

В большинстве случаев локальные новейшие поднятия описываемой территории выявляются на основе установления качественных изменений рельефа (Шульц, 1958а; Шульц и др., 1963; Можаев, 1965, 1966; Рукояткин, 1966; Бискэ, Лак, 1967 и др.). Однако делаются попытки привлечения и количественных методов изучения новейших тектонических движений (Дмитриев и др., 1965; Можаев, Рукояткин, 1967).

Наиболее надежное изучение новейшей тектоники осуществляется в ходе крупномасштабного геоморфологического картирования с использованием материалов аэрофотосъемки. Так, непосредственно по аэроснимкам в качестве аномалий, отличающихся по характеру фотоизображения, выделяются Нарвское и Клиновское (к западу от Старой Руссы) поднятия. Первое на фоне заболоченных и залесенных пространств опознается как преимущественно распаханное, слабо расчлененное повышение, пересекаемое р. Нарвой. Второму соответствует изображение округлого темного пятна и темной полосы, расположенной концентрически по отношению к нему. Дедовичское поднятие, пересекаемое р. Судомой в ее нижнем течении, и расположенный выше по реке прогиб на аэрофотоснимках передаются сочетаниями разнообразных морфологических признаков, которые позволяют безошибочно определить направленность новейших тектонических движений.

В последние годы при поисках локальных новейших структур в Ленинградской и Новгородской областях успешно комплексированы интерпретация данных магнитной (преимущественно аэромагнитной) съемки и структурно-геоморфологический анализ (Войтылова и др., 1966, 1968; Можаев, Иванова, 1969).

Надежно локальные новейшие структуры устанавливаются только на озерно-ледниковых равнинах и на участках ледниковой экзарации. В области холмисто-котловинного рельефа возвышенностей выявление новейших структур чрезвычайно затруднительно: по-видимому, формы

рельефа, создаваемые в этих условиях новейшими движениями (амплитуда которых незначительна в силу молодости рельефа и малой интенсивности тектонических процессов на новейшем этапе), имеют подчиненное значение по сравнению с формами, созданными в процессе ледниковой аккумуляции. Перестройка же ледниковых образований под влиянием новейших движений также пока незначительна.

Новейшая тектоника Ленинградской, Псковской и Новгородской областей к настоящему времени изучена неравномерно. Ввиду этого невозможно дать полную характеристику новейших движений по всей обширной территории. Могут быть лишь приведены примеры различной выраженности новейших структурных форм (рис. 59).

Ханья-Локновское поднятие (1)¹. На стыке границ Псковской области, Латвии и Эстонии располагается наиболее крупная и наиболее отчетливо выраженная в современном рельефе новейшая структура — Ханья-Локновское поднятие (Шульц, 1958; Паасикиви, 1966). Поднятие унаследованно развивалось на протяжении всего палеозоя. По поверхности коренных пород свод поднятия выражен крупной возвышенностью (относительная высота до 75—100 м), круто обрывающейся к северу. Склоны возвышенности, особенно северный, расчленены глубоко врезанными речными долинами. Следует отметить, что форма дочетвертичного рельефа, выработанная в верхнедевонских породах, более контрастна, чем структурная форма в этих же горизонтах (Шульц, 1958). Плейстоценовые ледники создали на месте Ханья-Локновского поднятия с некоторым смещением крупную возвышенность Хаанья, причем относительные превышения возросли до 200—250 м. Исследования современных тектонических движений методом повторного нивелирования указывают, что рост Ханья-Локновского поднятия происходит и в настоящее время со скоростью до 2 мм в год (Матцкова, 1963).

Лопатовское поднятие (2) располагается рядом с Ханья-Локновским, но менее значительно по размерам, образует выступ в дочетвертичном и современном рельефе.

Группа новейших структурных форм установлена в Псковской области по окраинам Судомской возвышенности в результате специальных исследований (Шульц и др., 1963).

Страшницкое поднятие (3). Севернее Судомской возвышенности у д. Страшницы в морфологии долины р. Шелони наблюдаются следующие аномалии. Появляются отсутствующие на других участках долины очень узкие террасовые ступеньки. Ширина их редко превышает 4—5 м и выработаны они в аллювии вышележащих террас. В 0,5—1 км южнее д. Страшницы одна из таких террас врезана в коренные девонские породы, причем на склоне и на площадке ее встречаются россыпи буреских и ильменских известняков, что наблюдалось на других участках реки. В районе д. Страшницы высота первой террасы увеличивается на 1,5 м. Высота третьей террасы, появляющейся только у д. Шенец, на правом берегу на 3—4 м выше, чем на левом. Ширина отчетливо выраженной в рельефе древней ложбины стока на Страшницком участке возрастает почти вдвое, что связано, вероятно, со сменой состава размываемых пород (у д. Страшницы вскрыты менее устойчивые по отношению к размыву известняки).

Приведенные факты являются свидетельством молодых тектонических движений. На этом участке в ходе геологического картирования К. Н. Миронов (1945 г.) выявил Страшницкое поднятие в верхнедевонских отложениях. Установление признаков новейших движений в пределах этого поднятия свидетельствует об унаследованном развитии палео-

¹ Цифра соответствует локальным новейшим поднятиям на рис. 59.

зойских структурных форм. Увеличение ширины долины у д. Страшницы объясняется в таком случае выходом менее устойчивых пород в своде антиклинали.



Рис. 59. Схема расположения локальных новейших поднятий Ленинградской, Псковской и Новгородской областей. Б. Н. Можавев (1969 г.)

Локальные новейшие поднятия: 1 — Локновское, 2 — Лопатовское, 3 — Страшницкое, 4 — Порховское, 5 — Дедовичское, 6 — Васьево-Иглинское, 7 — Карушинское, 8 — Невское, 9 — Винское, 10 — Мерлюгинское, 11 — Ильменское, 12 — Мстинское, 13 — Будогошское, 14 и 15 — поднятия в районе Тихвина, 16 — Горкинское, 17 — Клинковское, 18 — Костылевское, 19 — Чудскоборское, 20 — Гатчинское, 21 — Павловское, 22 — Правобережное, 23 — Колпинское, 24 — Сарьинское, 25 — Нарвское, 26 — Котловское, 27 — поднятие Гимрека, 28 — группа поднятий на р. Великой

Порховское поднятие (4). Ниже по течению р. Шелони, в районе г. Порхова также во время геологосъемочных работ была установлена антиклиналь. В пределах антиклинали, попадая в область развития нижнешелонских глин, вскрытых в ее своде, древняя ложбина

стока с врезанной в нее молодой долиной Шелони увеличивает ширину до 2—2,5 км. Главным в характеристике террас этого отрезка долины является деформация их в продольном профиле, изменения в строении и появление дополнительного террасового уровня. Здесь насчитывается до трех сезонных террас, причем одна из них выработана в коренных девонских отложениях. Первая терраса, имея высоту, как и за пределами поднятия, 6,6—7,5 м, становится эрозионно-аккумулятивной. Общая мощность аллювия 1,5—1,7 м. Ниже вскрываются известняки, образующие цоколь первой террасы. На обоих берегах р. Шелони у д. Попадинки и Опочно появляется промежуточный (второй по общему счету в долине) террасовый уровень. На правом берегу вторая терраса р. Шелони эрозионная. Она выработана в свинордских известняках, вскрывающихся в ядре Порховской антиклинали. Описанные данные указывают на активность в новейшее время заложившихся в палеозое Порховских дислокаций.

Дедовичское поднятие (5). Восточнее Судомской возвышенности у ст. Дедовичи бурением установлено поднятие, имеющее амплитуду до 60 м по кровле известняков франского яруса верхнего девона. На этом участке озерно-ледниковой низины отмечается повышение, сложенное не озерно-ледниковыми отложениями, как на соседних участках, а более древними валунными суглинками. В наиболее высокой части распространены суглинки вепсовской стадии (предпоследней для здешних мест), а на склонах — крестецкой (последней) стадии валдайского оледенения. Строение долины р. Судомы на этом участке очень своеобразно. Глубина вреза увеличивается с 8—9 до 22—35 м. Склоны становятся крутыми, местами отвесными, на левом берегу они рассечены крутосстенными глубоко врезанными оврагами. Место перегиба водораздельной поверхности озерно-ледниковой равнины и начала склона отлично выражено в рельефе и отчетливо дешифрируется по аэроснимкам. Правый склон долины Судомы на этом участке почти прямолинейный, он значительно круче и обнаженнее левого. При взгляде на этот участок долины создается впечатление, что русло Судомы здесь отжимается с запада на восток, подмывая правый берег и образуя отвесные участки склона с обнажением коренных пород, слагающих склон. На склонах оврагов левого берега, на склонах долины и в русле Судомы встречено большое количество выходов коренных девонских отложений.

На описываемом отрезке в долине повсеместно на выпуклых берегах реки развита одна пойменная цокольная терраса, высота которой меняется от 3,85 до 5,1—5,8 м. Эта первая терраса сложена аллювиальным песком с прослоями погребенного торфа. В основании ее залегают желтовато-зеленоватые глинистые алевриты, по-видимому, озерно-ледниковые отложения. Вторая терраса в низовьях долины Судомы в поле установлена не была. Третья терраса, имеющая относительную высоту от 12,5 до 17,5 м, эрозионная, она выработана в морене, отмечена лишь на левом берегу р. Судомы у д. Порожек. Русло реки сравнительно широкое (до 20 м), но мелкое (до 1,5 м), сложено в основном песками, иногда глинами и илистыми отложениями. У д. Порожек на расстоянии 100—150 м в русле реки имеются пороги, образованные за счет вымывания мелко- и тонкозернистого материала из морены и проектирования валунов в русло, что обусловлено сильной эрозионной деятельностью потока на этом участке.

Васьково-Иглинское поднятие (6). Южнее Судомской возвышенности известно поднятие в районе д. Васьково-Иглино, амплитуда которого по бурегским известнякам верхнего девона 40—50 м. Признаки его отражения в современном рельефе (увеличение высоты местности, связанное с выходами коренных пород на дневную поверхность,

обтекание участка реками Соротью и Льстой и т. п.) свидетельствуют о новейших тектонических движениях.

Аналогичным образом выражены в современном рельефе новейшие поднятия, вскрываемые р. Великой в ее нижнем течении (Брунс, 1940).

Карушинское поднятие (7). На южной окраине Судомской возвышенности установлено поднятие, амплитуда которого по верхнедевонским известнякам около 30 м. Оно проявляется в деформациях террас приледниковых водоемов.

Новейшие прогибы, известные к северу и к востоку от Судомской возвышенности, устанавливаются по следующему комплексу признаков: центростремительное расположение водотоков, относительная прямолинейность русла с незначительной скоростью течения, большая ширина долин при относительно неглубоком врезе, сильная заболоченность долин, небольшая разница в высотах I и II надпойменных террас, следы стариц на II террасе и т. п. (Шульц и др., 1963).

Ряд новейших поднятий был установлен в Новгородской области, в частности у р. Волхов и на междуречье Мсты и Холовы.

Невское поднятие (8) было установлено на основании следующих признаков: структурно обусловленные перегибы продольного профиля р. Мошни, повышенный врез долины, наличие в долине высоких надпойменных террас, наличие на склонах глубоких оврагов, выходы коренных пород на склонах долины и в цоколе террас. На участках крутого падения русло, как правило, сужено, образуются перекаты и скопления валунов. Террасы приледниковых водоемов в пределах поднятия повышаются по сравнению с соседними участками (Рукояткин, 1966). Поставленные в пределах Невского поднятия сейсмические и буровые работы подтвердили существование антиклинали по всем горизонтам разреза вплоть до поверхности кристаллического фундамента (Ю. Ф. Соломкин, 1968 г.; Г. Ф. Макарова, 1966 г.).

Винское (9) и Мерлюгинское (10) поднятия установлены западнее Невской антиклинали. Основанием для их выделения послужили деформации речных и озерно-ледниковых террас, конфигурация речной сети, спрямление русла рек и т. п. (Рукояткин, 1966). В последующем существование этих поднятий было подтверждено сейсморазведочными работами (Соломкин, 1966).

Аналогичным образом намечены и затем подтверждены Ильменское (11) и Мстинское (12) новейшие поднятия.

Примерно по аналогичным признакам опознаются новейшие поднятия в районе Будогощи (13) и Тихвина. Так, на р. Сяси по деформациям речных террас, общей конфигурации речной сети и спрямленного русла Сяси в частности, а также по наличию цоколя из коренных пород в речных террасах намечены два новейших поднятия (14, 15) (А. А. Рукояткин, 1967 г.). Профилями КМПВ на этих участках установлены выступы поверхности кристаллического фундамента, которым в районе работ обычно соответствуют локальные структурные формы осадочного чехла (Ю. Ф. Соломкин, 1968 г.). То же самое можно сказать в отношении поднятия, пересекаемого р. Пашой в ее излучине у д. Новины (16).

Клинковское поднятие (17). Южнее оз. Ильмень, к западу от г. Старая Русса, в верхнедевонских отложениях буровыми работами установлена антиклиналь север-северо-восточного направления. На северо-западном крыле складки падение 10', на юго-восточном 8'. Ширина складки около 6 км, длина до 10 км, амплитуда у д. Нагово около 10 м (В. Н. Делюсин, 1963 г.). Использование материалов аэрофото съемки позволяет наметить замок складки у д. Клиново. Нивелировка террас приледниковых водоемов показала их повышение до 1,5 м в сво-

довой части поднятия. Это повышение отмечается на расстоянии всего 300—500 м (Б. Н. Можаяев и др., 1969 г.).

Костылевское поднятие (18). В среднем течении р. Волхов у д. Костылево было намечено новейшее поднятие на основании следующих признаков: сужение долины и русла реки, появление выходов коренных верхнедевонских пород на склонах долины и в русле, изменение направления долины, увеличение глубины вреза долины, приуроченность к этому участку современного и дочетвертичного водоразделов, относительная осушенность территории (Рисс и др., 1964 г.). Сейсморазведочными работами методом КМПВ, поставленными для проверки новейшего поднятия, установлен в районе д. Костылево выступ кристаллического фундамента (Ю. Ф. Соломкин и др., 1967 г.; Т. Н. Войтылова и др., 1968 г.).

Чудскоборское поднятие (19). Река Тигода в верхнем течении отгибает поднятие, фиксируемое по отложениям среднего девона (Ю. А. Рисс и др., 1964 г.). Ему в современном рельефе соответствует повышенный водораздельный участок.

Приленинградские поднятия (20—24). Признаки новейших тектонических движений обнаруживаются у локальных малоамплитудных структур осадочного чехла, детально разведанных буровыми работами треста «Союзбургаз» в окрестностях Ленинграда. Так, северо-восточнее Гатчины (у деревень Романовки и Горки) была обследована на протяжении нескольких километров неширокая, но четко выраженная в рельефе терраса приледникового водоема. По данным нивелировки высота ее тылового шва изменяется от 79,2 до 81,7 м. При этом, как показывает сопоставление со структурной картой, составленной по данным детального бурения по нижним горизонтам разреза, минимальная высота террасы приурочена к тектоническому прогибу, а максимальная — к участкам с повышенным залеганием слоев (рис. 60). Проследивание для контроля площадки нижележащей террасы по карте свидетельствует об изменении ее высоты с 75 до 77,5 м, причем максимальная высота также отмечается в сводовой части погребенного Гатчинского поднятия (20) (Можаяев, Рукояткин, 1967). Следует отметить, что по верхним горизонтам разреза — по ордовикским известнякам — здесь фиксируется моноклираль.

Северо-восточная часть Павловского поднятия (21) юго-западнее д. Пязелева отгибается р. Славянкой и ее притоками. Речка Поповка заложена по прогибу, идущему к северу от поднятия, в этом же прогибе отмечается центростремительное слияние верховьев речки Поповки, Черной Речки и притока р. Поповки. Наиболее высокие участки террас приледниковых водоемов приурочены к своду Павловской структуры.

Аналогична форма проявления в ландшафте Правобережной антиклинали — небольшого поднятия на правом берегу р. Невы (22) и Колпинской структуры, приуроченной к водоразделу рек Тосны и Ижоры (23).

Сопоставление орографической схемы со структурными картами показывает, что на участках пересечения Балтийского глинта и локальных структурных форм наблюдается заметное отклонение глинта к югу: между г. Пушкин и р. Тосной, где проходят Гатчинско-Павловское и Колпинское поднятия, северо-восточнее пос. Назия, где А. Н. Гусев и Е. Н. Иванова констатировали локальную структуру, отчетливо выраженную по нижнему чечевичному слою в ордовикских известняках (24).

Нарвское поднятие (25). Для участка в верхнем течении р. Нарвы на границе Ленинградской области и Эстонии характерно отчетливое проявление многих признаков новейшего поднятия. Среди

плоских заболоченных и большей частью залесенных пространств на обоих берегах Нарвы, особенно на правом, выделяется субширотно ориентированное плоское повышение с пологими склонами. Относительное превышение его 10—25 м, но оно отличается незначительной общей

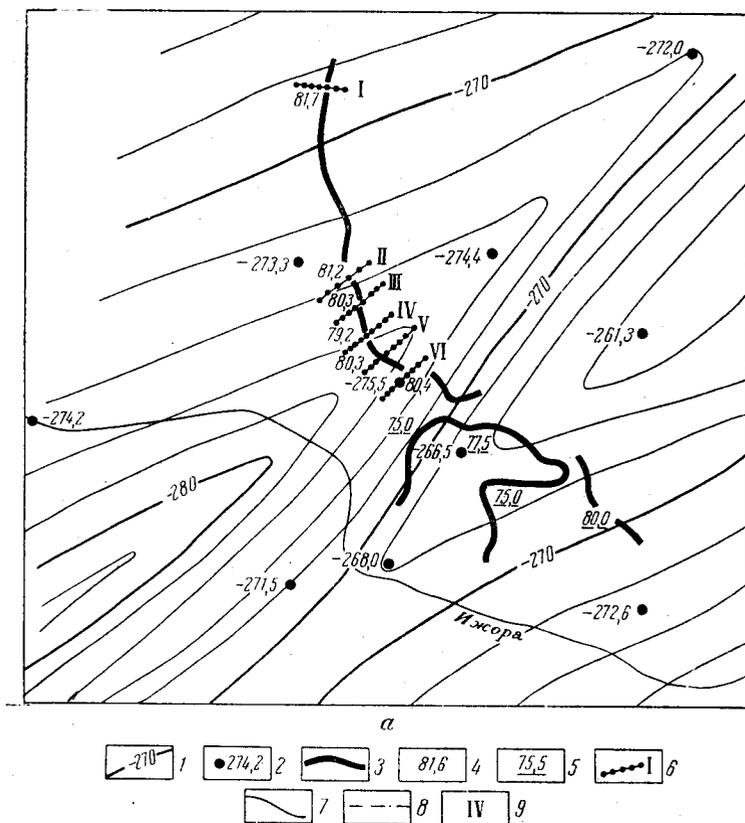
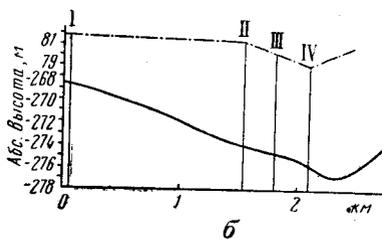


Рис. 60. Соотношение деформаций тылового шва озерно-ледниковых террас (а) и структурного плана (б) в районе Гатчины. По Б. Н. Можаяеву и А. А. Рукойаткину (1967 г.)



1 — стратоизогипсы по поверхности алевроито-глинистой пачки гдовского горизонта; 2 — местоположение скважин и абсолютная высота кровли алевроито-глинистой пачки гдовского горизонта в них; 3 — тыловые швы озерно-ледниковых террас; 4 — отметки высоты тылового шва, выявленные нивелированием; 5 — отметки высоты тылового шва, взятые с карты; 6 — положение нивелировочных профилей; 7 — кровля алевроито-глинистой пачки; 8 — тыловый шов озерно-ледниковой террасы; 9 — положение нивелировочных профилей

увлажненностью и практически полным отсутствием молодых и реликтовых эрозионных форм. Реки Большая Черемуха и Втроя — притоки р. Нарвы — огибают повышение с севера и юга. Основание его четко отбивается по краям окружающих болот. С повышением связаны существенные изменения в морфологии долины р. Нарвы. В истоке, выше этого участка, в долине развита широкая аккумулятивная терраса пойменного облика: с многочисленными старицами, веерами блуждания.

В пределах повышения долина резко сужается, увеличивается уклон русла, на дне и в берегах его выходят коренные известняки, появляются острова, по обоим берегам развиты докольные террасы, возрастает глубина вреза долины, увеличивается крутизна склонов.

Вопрос о природе этих аномалий в рельефе в настоящее время не может быть решен однозначно. С одной стороны, по материалам детального бурения, в породах ордовика здесь нет каких-либо нарушений, и повышение сложено наиболее устойчивыми к размыву везенбергскими и набаласкими известняками ордовика (В. М. Булова и др., 1969 г.). С другой стороны, имеется ряд фактов, не укладывающихся в эту схему. В западной части предполагаемого поднятия известняки, вскрываемые р. Нарвой выше д. Степановщины, образуют в русле микроузлы, уступы которых обращены навстречу течению реки (к югу), при общем снижении высоты дна реки вниз по течению (на север). При падении пород на юг это невозможно. В восточной части аномального участка (в окрестностях д. Кондуши) были прослежены три террасы приледниковых водоемов. Определение высоты их тыловых швов нивелированием показало, что все три террасы снижаются на север — к внешним границам аномального участка — на 3—4 м. Здесь же с помощью нивелира были определены высотные отметки кровли одного из слоев набаласких известняков. Согласно расчету, слои падают на северо-восток 2—3°. Возможно, результаты бурения по ордовику и описанные наблюдения не исключают друг друга, а отражают истинное сложное строение участка. В пределах Ленинградской области известны случаи, когда над отчетливо выраженными в рельефе поверхности кристаллического фундамента выступами и соответствующими им складками в вендских и кембрийских отложениях в перекрывающих их известняках ордовика не замечается нарушений (Гатчинско-Павловские дислокации).

Котловское поднятие (26). В северо-западной части Ижорской возвышенности, в 4 км южнее пос. Котлы у д. Войнасолово, бурением было выявлено небольшое по площади куполовидное поднятие, амплитуда которого по ордовикским и кембрийским отложениям, по-видимому, превышает 50 м (В. А. Котлуков, 1945 г.). В современном рельефе Котловскому поднятию соответствует водораздел с относительными превышениями до 10—15 м, окаймленный с запада, юга и востока понижениями, переходящими вблизи глинта в долины. Использование материалов аэрофотосъемки позволяет не только с наибольшей детальностью изучить особенности проявления Котловского поднятия в рельефе, но и уточнить геологическую карту этого участка по распространению хорошо отличающихся по тону фотонизображения диктионемовых сланцев пакерортского горизонта ордовика.

Гимреченское поднятие (27). На западном берегу Онежского озера, на участке между поселками Щелейка и Гимрека, массив черных диабазов образует возвышенность, постепенно снижающуюся к западу, более круто — к северу и к югу и обрывающуюся отвесным уступом на восток. Относительные превышения массива до 100 м. Наличие у массива крутых склонов расценивается как проявление дизъюнктивной тектоники. В таком случае массив может рассматриваться как горст, ограниченный с трех сторон разрывными нарушениями. Амплитуда перемещения восточной опущенной части массива оценивается в 60 м. Образование выступа берега Онежского озера, свежесть склонов, отсутствие на них следов ледниковой экзарации, а также залегание озерных отложений в пределах массива на 30 м выше нормального свидетельствуют о молодых, по-видимому даже послеледниковых, подвижках в пределах массива (Бискэ, Лак, 1967). Аналогичные массивы рас-

полагаются несколько севернее — у Каскесручья и Рыбреки, уже за пределами Ленинградской области.

Рассмотренные выше примеры относятся к структурным формам III порядка. По особенностям современного рельефа могут быть намечены и новейшие структуры II порядка. Это может быть проиллюстрировано на примере Балтийского глинта и примыкающих к нему территории. Так, между реками Нарвой и Волховом по морфологии и орографии современного рельефа выделяются четыре участка. Два из них (междуречье Нарвы и Луги и участок между городами Пушкином и Мгой) характеризуются следующими особенностями: абсолютные отметки глинта незначительны (до 50 м), в современном рельефе глинт выражен в виде пологого длинного склона, слабо расчлененного неглубоко врезанными речными долинами. Естественные обнажения коренных пород отмечаются только в долинах, все водоразделы перекрыты четвертичными отложениями. В плане глинт образует дугу, выпуклостью обращенную к югу. Южный берег Финского залива на участке Нарва — Луга и долина р. Невы на участке Пушкин — Мга в общем повторяют очертания глинта.

В пределах Ижорской возвышенности и на Мгинско-Волховском междуречье глинт выражен в виде отчетливого высокого уступа, местами отвесного (у д. Воронино, у сел Копорье, Путилово). Абсолютные отметки глинта достигают здесь максимальных значений (168 м на Ижорской возвышенности, 70 м на Волховско-Мгинском водоразделе), глинт расчленяется редкими, но глубоко врезанными долинами с отвесными склонами. В плане на этих участках глинт образует дугу, выпуклостью обращенную на север и северо-запад. Покров четвертичных отложений очень маломощный, во многих местах на водоразделах коренные породы выходят на поверхность.

А. Таммеканн объяснял контраст в морфологии и орографии участков Балтийского глинта, в частности Нарвско-Лужского понижения и «Ингерманландского глинта» (куда входят все остальные выделенные нами участки), различиями в направленности тектонических движений. Ингерманландский глинт, по его мнению, является антиклиналью, Нарвско-Лужское понижение — тектонической депрессией (Таммеканн, 1940). Однако, как показано выше, в пределах выделявшегося А. Таммеканном Ингерманландского глинта, в свою очередь, имеются участки повышенные (Ижорская возвышенность, Мгинско-Волховское междуречье) и пониженные (участки Пушкин — Мга). Они соответственно также могут рассматриваться как новейшие поднятия и опускания. Залегание отложений девона на меньших абсолютных отметках в депрессиях по сравнению с залеганием отложений ордовика на поднятиях, более крутые падения пород палеозоя на восточном склоне Ижорской возвышенности (А. П. Саломон и др., 1967 г.) подтверждают высказанное предположение.

Кроме пликативных нарушений, на характеризуемой территории известны и разрывные. Многочисленные косвенные доказательства молодых дизъюнктивных нарушений наблюдались на многих участках. Пожалуй, наиболее значительным из них является наличие прямолинейных или дугообразно изогнутых отрезков речных долин, измеряемых десятками километров. Это относится, например, к рекам Нарве, Плюссе, вытянутым в север-северо-восточном направлении. Детальными буровыми работами на водоразделе этих рек установлена у д. Загрьивье зона мелких разрывных нарушений точно такого же простирания (В. М. Бурова и др., 1967 г.). Аналогичные спрямленные отрезки долин отмечаются у рек Луги, Тосны, Оредежи, Мсты и т. п.

В этом отношении резко выделяется протяженная полоса, включающая бассейны рек Ловати, Полисти, Волхова. На большом расстоянии долины рек образуют параллельные прямолинейные отрезки или дуги. Ориентировка их в целом совпадает с направлением простираения поверхности фундамента, девонских пород, осей магнитных аномалий, зонами высоких градиентов силы тяжести (Можаев, 1966).

Рассмотренные выше примеры относятся к локальным новейшим структурным формам. Выделение более крупных форм затруднено. Одна из причин этого кроется в том, что в силу платформенного режима и молодости современного рельефа амплитуды перемещений поверхности невелика, а градиенты новейших движений незначительны. В этих условиях на небольших по площади участках озерно-ледниковых низин создавались сходные формы и типы рельефа, что и дает возможность по их местным изменениям судить о новейшей тектонике. Таким образом и выделялись локальные новейшие формы. На больших же территориях изменения типов и форм современного рельефа чаще всего обусловлены не различиями в новейшей структуре (различия такие есть, но прошло еще слишком мало времени, чтобы они четко проявились в рельефе), а различиями в ходе экзогенных рельефообразующих процессов, на первом месте среди которых стоит аккумулятивная деятельность ледников (особенно последнего — валдайского).

Другая причина более отчетливой выраженности в рельефе локальных новейших структурных форм по сравнению с формами II и I порядков заключается в существовании вполне определенной зависимости между величиной глыб (блоков) или поднимающихся и опускающихся участков земной коры и скоростью их движения. С увеличением размеров глыб скорость тектонических движений уменьшается (Бончковский, 1965).

ЛЕДНИКОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Многие дислокации, наблюдаемые в естественных обнажениях дочетвертичных и четвертичных пород, а также вскрытые буровыми скважинами, не связаны непосредственно с тектоническими процессами. Своим происхождением они обязаны давлению края ледникового покрова, неоднократно надвигавшегося в четвертичную эпоху на территорию Северо-Запада. Наибольшую нагрузку при этом испытывали выступы дочетвертичного рельефа: Ордовикский глинт, Карбоновый уступ, Ильменский глинт и др., во фронтальной полосе которых главным образом и обнаружены многочисленные дислокации горных пород. Вместе с тем установлена определенная приуроченность ледниковых дислокаций и к зонам интенсивных тектонических нарушений. Это вполне естественно, поскольку на ослабленных тектоническими процессами участках земной коры, в зонах дробления и интенсивной трещиноватости леднику было легче производить механические нарушения в залегании горных пород, на что вполне справедливо указывал М. М. Варенцов (1940).

Все выявленные к настоящему времени ледниковые дислокации можно сгруппировать в три основных типа: складки небольшой амплитуды без разрыва сплошности пород, нарушения с разрывом сплошности пород (сбросы, надвиги и т. п.) и отторженцы. Какой-либо четкой территориальной приуроченности того или иного типа дислокаций нет. Все они чаще встречаются совместно, дополняя или осложняя друг друга.

Складки распространены повсеместно, но особенно широко встречаются они в породах, слагающих Ордовикский глинт и прилегающие к нему части Ордовикского плато. Нередко они локализируются на отдель-

ных участках, подробные описания которых приведены в работах В. А. Селивановой (1959, 1960, 1963, 1966 гг.). Характерным примером таких участков является участок, описанный В. А. Селивановой (1966 г.) на р. Волкове, в районе деревень Наволок—Черенцово, протяженностью около 400 м. Ледниковые дислокации представлены здесь породами (известняки, глины, мергели), смятыми в куполообразные, удлиненные складки, имеющие обычно асимметричную (редко симметричную) форму. Встречаются опрокинутые, почти лежащие складки. Амплитуда складок 0,3—1 м, размах крыльев не более 1,5—2 м. Углы падения крыльев изменяются в широких пределах. Наряду с весьма пологими складками, с углом падения крыльев 8—10°, встречаются складки с крыльями, падающими под углом 35—45°. Ориентировка их самая разнообразная. Характерно, что в основании складок слои выполаживаются, сохраняя первичное горизонтальное залегание. В наиболее крутопадающих складках породы сильно перемяты и в ядре разрушены до щебня.

Подобные мелкие складки, возникшие в результате ледникового давления, встречаются широко и на всем протяжении Карбонового уступа. Их описывали И. В. Котлукова (1960, 1965) в районе г. Боровичи, Д. Б. Малаховский (1957 г.) в районе пос. Любытино и ст. Неболчи, А. Н. Александрова (1953 г.) у г. Бокситогорска, О. Н. Элькин (1950 г.) в бассейне верхнего течения рек Паши и Капши и т. д.

Встречаются ледниковые складки и более крупных размеров. В этой связи следует вспомнить известные дислокации по рекам Славянке, Поповке, Тызве, Гуммолосаровке, Ижоре и Саблинке. Их ледниковое происхождение установлено еще в 1932 г. М. Э. Янишевским (1932). В послевоенное время более детальными исследованиями с применением бурения (Н. Ю. Божок, 1947; Селиванова и др., 1959 г.) было с несомненностью доказано, что нарушения в залегании пород, наблюдающиеся вдоль края Ордовикского глинта, не захватывают породы, залегающие на глубине. Эти нарушения выражены в виде куполовидных и удлиненных (валообразных) складок, в которых слои падают то полого, то более круто. Направления их падения изменяются на коротких расстояниях. Резко изменяются и углы падения крыльев складок — от нескольких градусов до 12—15°, а кое-где до 30—45° и даже до 65° (р. Поповка). Простираение складок преимущественно северо-западное, реже северо-восточное. Их амплитуда не превышает 8—10 м, но размах крыльев нередко достигает нескольких десятков метров. Описание таких складок, выявленных на р. Ижоре у бывших деревень Самсоновки и Карделово, приводит В. А. Селиванова (1959 г.). Смятием захвачены здесь все породы от синих глин до глауконитовых известняков включительно. Складки имеют широтное простираение, углы падения крыльев 10—20°, амплитуду до 8 м и размах крыльев до 60 м. Слагающие их известняки сильно разрушены. На крыльях кое-где над известняками залегают синие глины, как бы выжатые из-под известняков. Сильная раздробленность пород отмечается в подобных дислокациях на р. Славянке и других речках.

Соотношение двух типов ледниковых дислокаций (пликативного и дизъюнктивного) в нижнем течении р. Поповки описывает Н. Д. Божок (1947 г.). На этом участке рекой вскрыта асимметричная куполовидная складка. Западный, северный и южный ее склоны имеют пологое падение 8—10°, а восточный падает под углом 20—22°.

Крутопадающее крыло при погружении на 34 м ниже вершины купола обрывается сбросом, амплитуда которого достигает 7 м. В плане линия сброса ломаная.

Ледниковые складчатые дислокации, сопровождаемые разрывами сплошности пород, выявлены также и А. П. Саломоном (1967 г.) в районе г. Боровичи, на Усть-Брынкинском и Райцевском месторождениях огнеупорных глин. Встречаются они и в других местах.

Разрывные ледниковые дислокации развиты там же, где и складчатые. Однако они и встречаются реже и соответственно менее изучены. Очевидно, они хуже сохранились, чем складки, так как их возникновение сопровождалось сильным раздроблением сдвинутой породы, превращением ее в щебенку.

В. А. Селиванова (1959 г.) в связи с этим указывала, что для районов Ордовикского глинта обычна раздробленность пород до состояния щебня, наличие глыб известняков и синей глины, надвинутых вместе с мореной на породы, лежащие стратиграфически выше и т. п.

В предыдущем разделе уже упоминалась разрывная ледниковая дислокация — сброс на р. Поповке. Его амплитуда в 7 м аномальна для такого типа дислокаций, обычно она не превышает 1—2 м. Это обстоятельство, очевидно, и было одной из причин отнесения дислокаций на реках Поповке, Славянке и других к собственно тектоническим.

Типичные разрывные ледниковые дислокации описаны А. П. Саломоном (1967) в районе г. Бокситогорска (Карбоновый уступ) и В. А. Кузнецовым (1946), В. С. Кофманом (1959, 1966 гг.) и другими на южном берегу оз. Ильмень (Ильменский глинт).

В Чуинском карьере, расположенном южнее г. Бокситогорска, А. П. Саломон наблюдал надвиг в бокситах протяженностью около 10 м и с амплитудой 2 м. Надвиг расположен во фронтальной полосе по отношению к наступавшему леднику и породы, подстилающие бокситы, не захватывает.

На южном обрывистом берегу оз. Ильмень, между селами Устрека и Коростень, а также по берегам приустьевых частей впадающих здесь в оз. Ильмень рек Переходы, Псижи, Савватейки известны многочисленные дислокации в бургских известняках, в том числе и разрывные.

Со времен Г. П. Гельмерсена (1841) они посещались и описывались неоднократно. По-разному трактовалось и их происхождение. Однако большинство исследователей сходилось на ледниковом происхождении ильменских дислокаций.

Наиболее убедительно доказывает это В. А. Кузнецов (1946). Он приводит многочисленные примеры проявлений давления края ледника на Ильменский глинт, в том числе и внедрение валунов кристаллических пород в песчано-глинистые отложения ильменских слоев. Он подчеркивал также, что ориентировка и форма рассматриваемых дислокаций полностью согласуются с направлением движения края ледника в этой части Приильменской впадины.

Крайне противоположную точку зрения высказал по этому поводу В. М. Сенюков (1947). Он отнес все ильменские дислокации к первично тектоническим структурам.

Дальнейшее изучение этих дислокаций показало (Кофман, 1966), что по своему генезису они должны быть дифференцированы. Ледниковое происхождение имеют только разрывные дислокации, осложняющие крылья куполовидных складок, имеющих несомненно тектоническое происхождение. Наиболее четко выражены: 1) дислокация, расположенная в 0,8 км к запад-северо-западу от устья р. Псижи; она представляет собой надвиг, осложняющий северо-западное крыло антиклинальной складки в бургских известняках, падающее под углом 6° на ЮЗ 260° ; угол плоскости надвига 22° , азимут падения плоскости надвига СЗ 310° , амплитуда 0,6 м; 2) дислокация, расположенная у юго-восточной окраины д. Ретле. Она также представляет собой надвиг,

осложняющий западное крыло антиклинальной складки в бурегских известняках. Угол плоскости надвига 40° , азимут падения плоскости надвига 315° , амплитуда надвига 0,5 м. В обоих случаях в зоне надвига породы сильно брекчированы.

Распространение разрывных дислокаций ограничено только полосой берегового уступа, фронтальной по отношению к наступающему леднику; их ориентировка согласуется с направлением движения ледника. Надвиги сопровождаются и другими следами давления ледникового края на береговой уступ, в частности многочисленными валунами и глыбами кристаллических пород, вдавленными в породы верхнего девона.

Отторженцы — наиболее широко распространенный тип ледниковых дислокаций. Обычно это крупные блоки дочетвертичных пород, заключенные в морене и передвинутые ледником на много десятков и даже сотни километров от места своего первоначального залегания. Чаще всего они встречаются среди отложений, заполняющих древние дочетвертичные долины, и в зонах краевых ледниковых образований.

Многие из отторженцев обнажены в современных речных долинах; среди них хрестоматийно известные отторженцы кембрийских и ордовикских пород на реках Ловати, Полисти, Порусье, крупный отторженец ордовикских пород на р. Ижоре и др. Другие слагают ядра обширных возвышенностей современного рельефа: Дудергоф, Кирхгоф, г. Ореховая в районе оз. Селигер, Сойкинская возвышенность на восточном берегу Лужской губы (Саммет, 1961) и др. Третьи обнаружены только буровыми работами в понижениях дочетвертичной поверхности и ничем не выдают своего существования; их особенно много у Карбонового уступа. Отдельные из них имеют мощность до 50—80 м; например «Борисовское поднятие» у оз. Ужин в Валдайском районе, отторженцы каменноугольных пород вблизи г. Бокситогорска и девонских пород на Мягозерском месторождении бокситов (Остромецкая и др., 1960 г.; Волков и др., 1962; Кофман, 1954; Александрова, 1953 г.). Типичный пример такого рода отторженцев описан Е. А. Петровой (1959 г.) в районе пос. Мартышкино, на южном побережье Финского залива (зона Ордовикского глинта), где буровыми скважинами был околочен отторженец кембрийских «синих глин» (лонтоваский горизонт), протяженностью (с севера на юг) около 1,5 км, шириной 200—700 м и мощностью 5,5—6 м. Кембрийские глины подстилаются мореной и перекрываются озерно-ледниковыми песками. Каких-либо нарушений в залегании глин по буровым скважинам проследить не удалось. Подобные и меньших размеров отторженцы обнаружены бурением и в других местах.

Масштабы тектонических усилий надвигавшегося ледникового края можно проиллюстрировать описанием одного из наиболее крупных на Северо-Западе отторженцев (Малаховский, 1961). Он был выявлен в 1958 г. в северо-восточной части Тихвинского района, в 4 км к северу от д. Ребов Конец, вблизи истоков р. Капши. Отторженец сложен нижнекаменноугольными (окский надгоризонт) известняками. Его мощность 25 м, а занимаемая площадь 5 км². Под ним залегают рыхлые четвертичные отложения мощностью около 80 м, в свою очередь подстилаемые породами средне- и нижнекаменноугольного возраста. В настоящее время отторженец занимает самое высокое гипсометрическое положение в этом районе Валдайской возвышенности (255—280 м абсолютной высоты). От места своего первоначального залегания (район деревень Вонозеро — Мутнозеро) у края Карбонового уступа он был перенесен ледником на расстояние в 25 км и поднят на высоту 100 м.

Глава VI

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Первые геоморфологические исследования относятся к концу XIX— началу XX веков и принадлежат Русбергу, Бергхеллу, Фростерусу, Рамсею, де Гееру и Айлио, изучавшим Карельский перешеек и Приладожье.

До настоящего времени сохраняют свое значение классические труды С. А. Яковлева по району Ленинграда (1926), Н. Н. Соколова по Приильменью и бассейну р. Волхова (1926), К. К. Маркова по южному побережью Финского залива (1931), И. В. Даниловского о террасах Ловати, Шелони, Куньи (1931, 1932). В результате работ Н. Н. Соколова, С. П. Качурина, В. Я. Филиппович, А. А. Алейникова, А. И. Мордвинова, К. К. Маркова, Б. Ф. Землякова, Е. В. Рухиной, И. М. Покровской, С. В. Яковлевой были намечены зоны краевых ледниковых образований, столь характерные для Северо-Запада.

Ряд общих вопросов региональной геоморфологии находит решение главным образом в трудах Н. Н. Соколова — о границах оледенений (1946), о зональности ледникового рельефа (1960), о стадийных краевых и «срединных» (межлопастных) аккумулятивных ледниковых образованиях (1961а), о принципах геоморфологического районирования (1961б).

Данные о рельефе значительно пополнились благодаря геоморфологическим наблюдениям, производившимся при геологических съемках, сопровождаемых бурением. Наличие большого числа скважин позволило изучить состав четвертичных отложений, слагающих формы аккумулятивного ледникового рельефа, и значительно дополнило представление о погребенном рельефе поверхности дочетвертичных пород.

В течение первых послевоенных лет геологические съемки средних и крупных масштабов проводились сотрудниками Ленинградского университета в Ленинградской и Новгородской областях — А. А. Алейниковым (1946 г., 1950), Е. С. Порецкой (1945 г.), Н. Ф. Хошовой (1946 г.), Л. Б. Рухиным и Е. В. Рухиной (1950 г.), а также геологами Северо-Западного геологического управления в центральной и южной частях Псковской области — В. А. Селивановой (1948, 1950 гг.), О. Н. Элькин и Е. И. Хавиным (1949 г.), Е. А. Петровой (1948 г.), А. Н. Александровой (1948) и др., и в северной части Валдайской возвышенности — А. Н. Александровой и Е. А. Петровой (1950, 1953 гг.).

Начиная с 1955 г. геологические съемки среднего масштаба и сопровождающие их геоморфологические наблюдения носят уже более планомерный характер. Геоморфологические карты становятся неотъемлемой частью обязательного комплекса карт и составляются в основном по единому принципу.

Первоначально такого рода работы начали производиться сотрудниками СЗТГУ в центральной и северной частях Валдайской возвышенности Д. Б. Малаховским (1957, 1959 гг.), И. В. Котлуковой (1958 г.), Э. Ю. Самметом (1958 г.), А. Н. Александровой (1959 г.), на Карельском перешейке Н. И. Апухтиным и З. А. Шостак (1959, 1960 гг.),

в районе г. Ленинграда И. С. Недригайловой (1959, 1960 гг.), г. Боровичи И. В. Котлуковой (1964 г.), Валдая — Э. В. Апситом (1961 г.), в Приильменье Д. Б. Малаховским (1960 г.) и М. Б. Вигдорчиком (1961 г.), в районе рек Волхова и Мги Н. С. Недригайловой (1963, 1965 гг.), на юге Псковской области Д. Б. Малаховским (1964 г.); на западе Ленинградской области Э. Ю. Самметом (1962, 1963 гг.), в районе поселков Малая Вишера и Демянска З. А. Шостак (1966, 1968 гг.), на Онежско-Ладожском перешейке М. Е. Вигдорчиком (1965, 1968 гг.).

Крупномасштабное картирование сопровождалось более детальными геоморфологическими исследованиями. Они проводились Л. Ф. Соколовой, П. Ф. Семеновым и Т. В. Усиковой на Карельском перешейке и в районе Ленинграда, в Сланцевском горнопромышленном районе Э. Ю. Самметом, в Боровичско-Любытинском — В. С. Будриним и В. А. Соловьевой. Аналогичные работы велись также в районе крупных населенных пунктов: Подпорожья (Л. Ф. Соколова), Новгорода (В. А. Соловьева), Великих Лук (Д. Б. Малаховский), Киришей (Ю. И. Гречко), курортов Старая Русса и Хилово (В. Б. Киселева) и т. д. Геоморфологическим картированием различных участков данной территории занимались также сотрудники Пятого геологического управления Д. Ф. Агапьев, Т. В. Вронко, Е. И. Гошкевич, З. П. Гутникова, А. И. Миловская, Ю. В. Рисс, Ю. А. Савинов, М. А. Солунина, Г. Г. Шумская, З. В. Яцкевич и др.

Специальные исследования велись в ходе тематической работы, предпринятой в связи с обобщением материалов по четвертичной геологии и геоморфологии Ленинградской, Псковской и Новгородской областей (1967 г.). При составлении сводной геоморфологической карты, приводимой в настоящем томе, Д. Б. Малаховским, А. Л. Бусловичем и И. П. Бакановой были учтены результаты этих исследований, а также данные, полученные при геологических съемках. К 1960—1964 гг. относятся труды А. А. Алейникова о стадийных и осцилляторных образованиях, выделенных им в результате многолетних исследований на западе Ленинградской и Псковской областей. Геоморфологическому районированию Карельского перешейка и района Ленинграда посвящены статьи О. М. Знаменской (Знаменская, 1956; Знаменская, Романова, 1966). Схема геоморфологических районов для данного региона приведена в работе Ю. А. Савинова (1966).

Камовые возвышенности южной части Карельского перешейка описаны в статьях В. Невьяровского (Niewiarowski, 1961), а также Т. В. Усиковой и Е. С. Молясовой (1965). Лейвиске (Leiviskä) в работе 1951 г., посвященной гряде Вяремяселькя (Карельский перешеек), говорит об общности ее морфологии с широко известной в литературе маргинальной грядой Сальпауселькя в Южной Финляндии. Е. В. Рухина (1946, 1957) высказала мысль об эрозионном происхождении глубоких понижений дочетвертичного рельефа, фиксируемых во многих районах Северо-Запада аномально большими мощностями четвертичных отложений. Террасам наиболее крупных рек посвящены работы Ю. А. Мещерякова (1955) и Е. И. Былинского (1959).

Сведения о выражении новейших тектонических движений в современном рельефе отдельных участков региона опубликованы в работах Ю. А. Мещерякова (1955), Б. Н. Можяева (1966), А. А. Рукояткина (1966) и М. Е. Вигдорчика (1961, 1966). Значительное место уделено геоморфологии Судомской возвышенности в одноименной монографии С. С. Шульца, Б. Н. Можяева и др. (1963). Ряд работ содержит описание морфологии и генезиса отдельных геоморфологических районов: северной части Валдайской возвышенности (Малаховский, 1961), Мстинской впадины (И. Котлукова, 1961), Лужско-Наровского понижения и

Глинта (Саммет, 1961), Ильменской впадины (Малаховский, 1966), Бегловского вала (Вигдорчик, 1962, 1966) и др.

Перечисленными авторами (1966) были описаны и некоторые мало известные в литературе формы ледникового аккумулятивного рельефа, а также дана общая характеристика ледникового и доледникового рельефа в монографии «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины» (1961). В 1969 г. вышла монография «Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада», составленная коллективом авторов СЗТГУ и ЛГУ под редакцией Д. Б. Малаховского и К. К. Маркова, отражающая современный уровень геоморфологических знаний по территории Ленинградской, Псковской и Новгородской областей.

Рельеф региона является в значительной степени моногенетическим, поскольку в недалеком прошлом данная территория представляла собой участок юго-восточного сектора последнего скандинавского ледникового щита. На Северо-Западе представлено все разнообразие форм ледникового рельефа, присущее областям бывших покровных оледенений. На образование ледникового рельефа существенное влияние оказала поверхность, сформировавшаяся к началу четвертичного периода. Она была изменена процессами ледниковой экзарации, эрозией потоков талых ледниковых вод, новейшими тектоническими движениями. О ней можно отчасти судить по современной поверхности дочетвертичных пород, погребенной под толщей четвертичных отложений (рис. 61).

ПОГРЕБЕННЫЙ РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОРОД

Вся рассматриваемая территория с точки зрения генезиса и морфологии поверхности дочетвертичных пород может быть подразделена на две весьма неравных по площади части.

Север Карельского перешейка и юго-западное побережье Онежского озера представляют собой части Балтийского кристаллического щита и характеризуются рельефом, отличным от рельефа всей остальной территории. На Карельском перешейке преобладает ориентированный холмисто-грядовый рельеф. Последний является наиболее расчлененным и контрастным в северной части перешейка. Вершины гряд достигают здесь 115—130 м абсолютной высоты. Они разделяются прямолинейными корытообразными ложбинами. Относительные превышения колеблются от 10—15 до 60—80 м. Наиболее низкие отметки (минус 40—50 м) установлены в древней долине р. Вуоксы, приуроченной к контакту гранитов рапакиви и микроклиновых гранитов.

В целом поверхность дочетвертичных пород понижается и выполаживается с севера на юг от абсолютных отметок 60—130 до 5—10 м. Южнее г. Приозерска, на западном побережье Ладожского озера, в кровле кристаллических пород архея прослеживается субмеридиональный уступ высотой до 170 м, у подножия которого вскрыты песчаники протерозойского возраста. На остальной территории северной части Карельского перешейка выходят граниты рапакиви, микроклиновые граниты, гнейсы и гранито-гнейсы. В юго-западном Прионежье рельеф открытой части кристаллического щита представляет собой слабоволнистую равнину, а вблизи пос. Щелейки — тектоническую куэсту, уступ которой обращен к Онежскому озеру и имеет высоту свыше 100 м. Дочетвертичные породы здесь представлены верхнепротерозойскими диабазами и кварцитами.

На всей остальной территории кристаллический фундамент перекрыт чехлом осадочных пород верхнего протерозоя и палеозоя различного литологического состава и разной степени устойчивости против

денудации. Поверхность в целом представляет собой ступенчатую равнину. Наиболее низкой ступенью (абсолютные отметки плюс 10—минус 75 м) является Карельский перешеек и южное побережье Финского залива

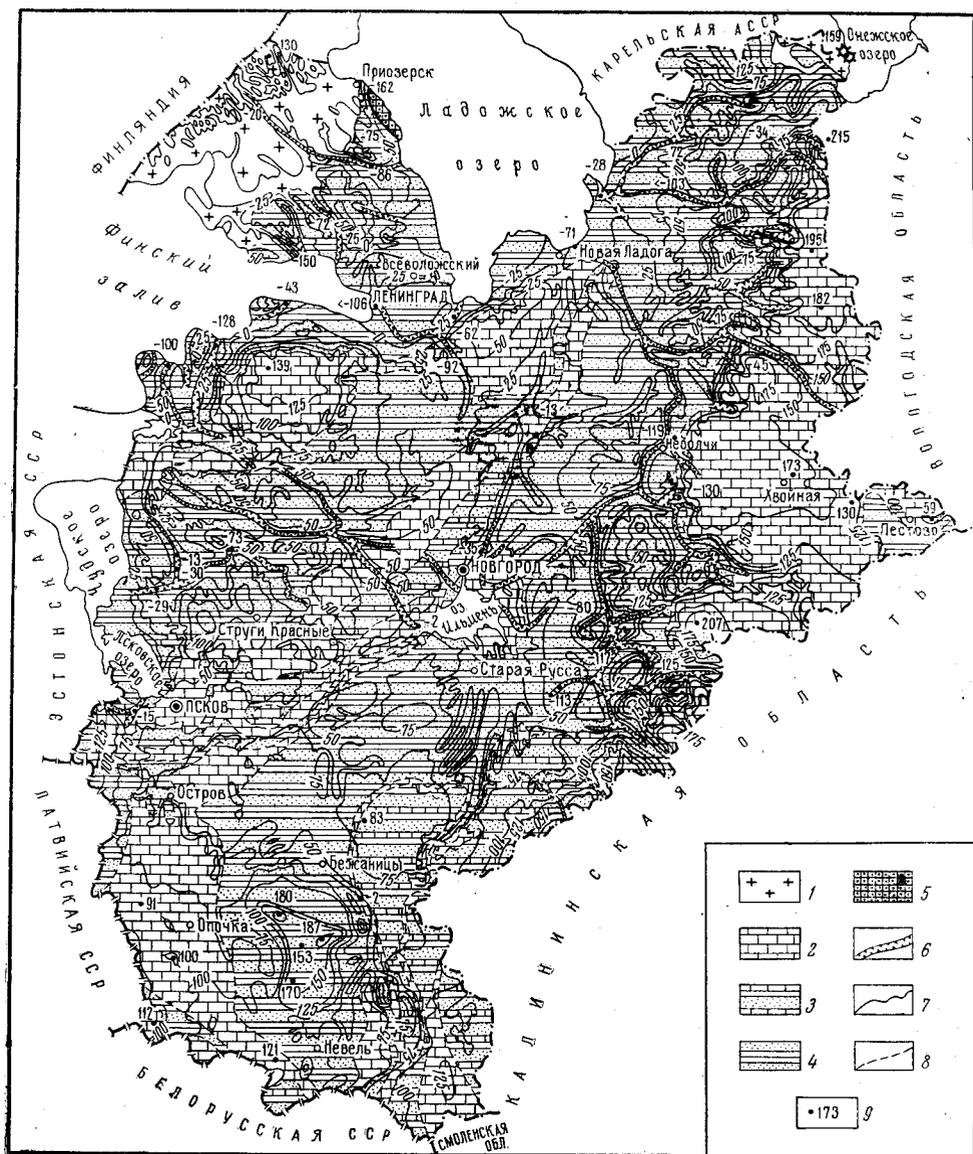


Рис. 61. Схема строения поверхности дочетвертичных пород. Составили Д. Б. Малыховский, А. Л. Буслович, И. П. Баканова (1969 г.)

1 — кристаллические породы; 2 — карбонатные породы; 3 — чередование карбонатных и песчано-глинистых пород; 4 — песчано-глинистые породы; 5 — песчаники; 6 — древние долины: а — установленные, б — предполагаемые; 7 — уступы, не выражающиеся в изогипсах; 8 — изогипсы поверхности дочетвертичных пород; 9 — абсолютные отметки поверхности дочетвертичных пород (в м)

залива и Ладожского озера. В центральной части Карельского перешейка выделяется плоская возвышенность с абсолютными высотами до 50 м. Низина и возвышенность Карельского перешейка выработаны в песчано-глинистых отложениях (чередование глин, аргиллитов, песков

и песчаников вендского комплекса верхнего протерозоя и кембрия) и расчленены древними долинами, ориентированными в юго-восточном и юго-западном направлениях. Наиболее низкие абсолютные отметки днищ этих долин достигают минус 100—150 м.

Далее к юго-востоку поверхность палеозойских пород повышается до абсолютных отметок 60 м на междуречье Мги и Волхова и до 130—150 м на водоразделе Луги и Ижоры, представляя собой плато, сложенное ордовикскими известняками, доломитами, реже мергелями. Ширина полосы их выходов различна и колеблется от нескольких километров до 50 км (см. рис. 61). Склон плато, отделяющий его от расположенной севернее Предглинтовой низины, получивший название Глинта, протягивается от р. Нарвы до р. Сяси и имеет максимальную высоту 70—80 м и ширину до 5—8 км в районе ст. Котлы — пос. Копорье, откуда снижается к западу и востоку. Минимальная ширина Глинта (1—1,5 км) отмечена в нижнем течении рек Тосны и Мги. На междуречье Мги и Волхова его высота составляет 40—50 м. К подножию Глинта приурочена одна из основных древних долин, продолжающаяся, видимо, на дне Финского залива.

Основная часть территории представляет собой равнину, как правило, в пределах абсолютных отметок от 25 до 100 м. По ее периферии располагаются более повышенные участки изолированных возвышенностей: на междуречье Псковы и Плюссы, в нижнем течении притока Свири — р. Важинки, вблизи юго-западного побережья Псковского озера. Эти возвышенности достигают 125—130 м абсолютной высоты. Наиболее обширное повышение кровли дочетвертичных пород установлено на междуречье Ловати и Велюхой в районе ст. Маево. В отдельных точках здесь зафиксированы отметки кровли дочетвертичных пород до 170—180 абсолютной высоты. Наиболее пониженной частью, с абсолютными высотами 10—25 м, является Ильменско-Волховская депрессия, открывающаяся на север к Ладожскому озеру. Вся описываемая равнина расчленена сетью древних долин. У ее восточной границы, в пределах второй магистральной долины, дочетвертичные породы вскрыты на абсолютных отметках минус 100—130 м. Древние долины обнаружены также в Приильменье, между озерами Ильмень и Чудское, к юго-западу от Псковского озера.

Большая часть равнины выработана в песчано-глинистых породах; в пределах полосы Чудово — Псков — Опочка — Невель она сложена карбонатными отложениями, а в бассейне рек Поломети и Куньи — чередованием терригенных и карбонатных пород. Все указанные осадки имеют девонский возраст.

На востоке Новгородской и Ленинградской областей поверхность дочетвертичных пород представляет собой Карбоновое плато, имеющее абсолютные отметки 130—175 м. Наиболее повышенная его северо-восточная часть достигает высоты 195—215 м. Плато отделяется от описанной выше равнины склоном — Карбовым уступом высотой 70—100 м, наиболее четко выраженным на участке между пос. Неболчи и Капшозером, а также вдоль юго-восточной границы Новгородской области. Ширина его изменяется от 5 до 15 км. Поверхность плато, сложенного каменноугольными известняками, полого наклонена к юго-востоку. На всем своем протяжении склон изрезан древними долинами, являющимися правыми притоками магистральной долины. Древняя долина, располагающаяся близ подножия Карбового уступа, частично унаследованная современными реками Соминкой и Тихвинкой по-видимому, является сквозной и прорезает древний водораздел — Карбовое плато.

РЕЛЬЕФ СОВРЕМЕННОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Наблюдаемый рельеф весьма многообразен и нередко сложен. Вместе с тем различные его участки обладают близкой морфологией и историей развития. Вследствие этого приводимое ниже описание современного рельефа территории (тем более такой значительной) ведется в пределах единиц геоморфологического районирования: провинций, зон и областей (рис. 62*). Следует отметить, что в большинстве случаев границы этих подразделений, выделяющиеся в современном рельефе, обнаруживают связь с перегибами поверхности рельефа дочетвертичных пород.

Вся территория может быть разделена на две геоморфологические провинции: провинцию денудационного рельефа, куда относится самая северная часть Карельского перешейка, и провинцию аккумулятивного ледникового рельефа, возникшего главным образом во время деградации последнего оледенения (вся остальная территория). Ледниковый рельеф характеризуется зональностью. По преобладающему типу аккумуляции выделяются следующие геоморфологические зоны: 1) зона краевых ледниковых образований, представляющая собой Главный конечноморенный пояс (собственно ледниковая аккумуляция); 2) внешняя или дистальная зона (потоковая аккумуляция); 3) внутренняя или проксимальная зона (озерная аккумуляция).

Проксимальная зона на данной территории выражена наиболее полно и может быть подразделена на три геоморфологические области, каждая из которых представляет собой определенное сочетание морфогенетических типов рельефа. Выделение областей в пределах других зон не производится, так как на данной территории они расположены лишь частично. Так, в пределы дистальной зоны входят, видимо, разобщенные участки разных областей, находящихся в основном за пределами рассматриваемого региона.

Провинция денудационного и ледникового (экзарационного и аккумулятивного) рельефа

Провинция охватывает южную оконечность открытой части Балтийского шита. В пределах описываемого региона к ней относится лишь северная часть Карельского перешейка. Характерной ее особенностью является широкое развитие денудационного рельефа, сформированного к началу ледникового периода на кристаллических докембрийских породах процессами селективной денудации (пенеплен, разбитый на отдельные блоки в результате дизъюнктивных нарушений). В дальнейшем под воздействием ледниковых покровов этот рельеф был сильно видоизменен. Процессы ледниковой экзарации и частично аккумуляции привели к его заметному выколаживанию. Вследствие сложного тектонического строения территории, пестроты петрографического состава пород и их устойчивости против разрушения, рельеф отличается разнообразием морфологии — от волнистых равнин и плато до холмисто-грядовых образований.

Дочетвертичная поверхность имеет здесь пологое падение в юго-восточном направлении от 10—15 до минус 10—14 м абсолютной высоты. Наблюдаются и более глубокие понижения, представляющие собой фрагменты древней гидрографической сети.

Четвертичные отложения представлены преимущественно элювием кристаллических пород, а также песчаной мореной невской стадии и ленточными глинами незначительной мощности (4—5 м), приуроченной

к понижениям структурно-денудационного рельефа. В юго-западном и южном направлениях мощность четвертичных отложений постепенно увеличивается до 10—15 м. У южной границы провинции они уже образуют почти сплошной покров.

Характерной особенностью северной части Карельского перешейка является северо-западная ориентировка всех его форм: гряд-сельг и межгрядовых понижений, линейных аккумулятивных ледниковых образований, речных долин и озерных впадин. Она связана с тектоническими нарушениями фундамента (разломами северо-западного простирания), а также с направлением движения ледника. Морфология сельгового рельефа в западной и восточной частях провинций различна, что обусловлено петрографическими и структурными особенностями слагающих пород. Восточнее р. Вуоксы, где на поверхность выходят интенсивно складчатые и метаморфизованные архейские породы (гранито-гнейсы, парагнейсы, гранодиориты и др.), претерпевшие многократные дизъюнктивные нарушения в виде разломов северо-западного направления, сформировался сильно расчлененный и четко ориентированный рельеф. К западу от р. Вуоксы, где развиты более однородные и менее устойчивые граниты рапакиви, рельеф отличается сглаженностью и менее четкой ориентировкой форм.

На крайнем севере Карельского перешейка, примерно до широты Лесогорска, рельеф представляет собой чередование ориентированных гряд, сложенных кристаллическими породами «сельг», и узких (80—100 м) понижений между ними. Высота сельг колеблется от 15—20 до 50—60 м, ширина от 50 до 200 м, длина от 100—150 м до 1—2 км, склоны крутые (до отвесных). Характерным элементом рельефа здесь являются крупные ложбины северо-западного направления шириной до 1,5—2 км и протяженностью до 10—12 км, глубиной 60—70 м. Они имеют крутые склоны и плоские днища. Обычно к ним приурочены реки и вытянутые озера. Нередко в одной ложбине располагается несколько озер, соединенных протоками (система озер Горское—Зайцево—Лунное, соединенных р. Дымовкой и др.). Ложбины отличаются исключительной прямолинейностью в плане и, видимо, связаны с разломами. Заложенные еще в дочетвертичное время, они подверглись затем ледниковому выпаживанию и эрозионному воздействию талых ледниковых вод. На скалистых склонах ложбин часто наблюдаются экзарационные борозды и штриховки. Озера изобилуют островами, на 1—3 м выступающими над водой в виде оглаженных скал («бараньи лбы»). Наряду с сельгами встречаются также отдельные моренные гряды и озы высотой до 8—10 м, длиной до 1 км.

Роль ледниковых аккумулятивных форм в рельефе возрастает к югу от широты г. Лесогорска, где структурно-денудационный рельеф кристаллических пород на некоторых участках почти полностью погребен под толщей четвертичных отложений. Ориентированность рельефа здесь определяется главным образом направлением долин, озерных котловин, озových гряд и, уже в значительно меньшей степени, расположением сельг, которые часто представлены холмами и беспорядочно расположенными мелкими грядами, выступающими на фоне обширных понижений причудливой конфигурации. Колебания относительных высот на юге провинции не превышают 8—10 м. Широкое распространение имеют озовые гряды высотой 15—20 м и протяженностью до 6—8 км. На значительных площадях развиты здесь плоские аккумулятивные моренные и озерно-ледниковые равнины. Речные долины прямолинейны, характеризуются невыработанным продольным профилем и обычно состоят из чередования порожистых участков с большими уклонами русла и озеровидных расширений.

В целом провинция представляет собой участок развития ледникового (экзарационного и аккумулятивного) денудационного рельефа, облик которого обусловлен дизъюнктивными нарушениями.

Провинция аккумулятивного ледникового и водно-ледникового рельефа

Формирование рельефа на подавляющей части территории Ленинградской, Новгородской и Псковской областей обусловлено главным образом аккумулятивной и экзарационной деятельностью последнего ледникового покрова. При этом преимущественно распространены формы аккумулятивного происхождения, возникшие не только в результате собственно ледниковой аккумуляции, но и деятельности талых ледниковых вод.

Морфологическое многообразие и размещение ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа определялось динамикой ледникового покрова, а также особенностями доледниковой поверхности.

Проксимальная зона. Аккумулятивные и абразионные озерно-ледниковые равнины и изолированные аккумулятивные возвышенности

Проксимальная зона занимает обширную площадь от Карельского и Онежско-Ладожского перешейков до внутреннего склона Валдайской возвышенности. Рельефу этой территории, при всем его разнообразии, свойственны следующие общие черты: 1) широкое развитие аккумулятивных, озерно-ледниковых равнин; 2) спорадическое распространение холмистого аккумулятивного ледникового и водно-ледникового рельефа в виде обособленных массивов, а также отдельных гряд, преимущественно радиальных (маргинальные формы встречаются редко и обычно размыты); 3) наличие крупных озерных котловин — Ладожской, Онежской, Псковской, Чудской, Ильменской.

Формирование рельефа проксимальной зоны связано с регрессивным этапом валдайского оледенения, когда благодаря усиленному таянию льда и наличию «плотины» Главного конечноморенного пояса перед краем ледника образовались обширные региональные озера, которые существовали вплоть до полного освобождения всей территории из-под льда. Уровни этих озер достигали 110—115 м абсолютной высоты, в связи с чем собственно донноморенные аккумулятивные равнины сохранились лишь на небольших возвышенных участках (Ижорском плато и др.); на всей остальной площади они были абрадированы и большей частью перекрыты озерно-ледниковыми отложениями. Воздействием приледниковых водоемов, видимо, объясняются также выположенность и ограниченное распространение краевых ледниковых образований, связанных со стадияльными и осцилляторными надвигами в позднеледниковое время.

На отмеченные выше особенности деградации ледника в отдельных ее районах оказывали влияние местные условия и прежде всего характер подстилающей поверхности. В связи с этим в пределах проксимальной зоны выделяются три геоморфологические области со специфическим обликом как современного, так и древнего рельефа; Балтийско-Ладожская, Свирско-Ловатская и Ижорско-Себежская.

Балтийско-Ладожская область аккумулятивных террасированных равнин, располагаясь в пределах обширного понижения доледниковой поверхности, характеризуется весьма однородным рельефом, сформировавшимся в результате аккумулятивной деятельности поздне- и после-

ледниковых водоемов. Поверхность дочетвертичных пород в ее пределах представляет собой денудационную равнину, располагающуюся на отметках от 25—30 м до минус 40—50 м абсолютной высоты и наклоненную к юго-востоку и югу, где она ограничена склоном Ордовикского плато — Балтийско-Ладожским уступом (Глинтом). Равнина расчленена глубокими древними долинами с абсолютными отметками днищ до минус 70—130 м. Эти долины на Карельском перешейке имеют обычно юго-восточное направление, а в предглинтовой полосе северо-западное и северо-восточное. Описываемая область приурочена к понижению, выработанному в основном в песчано-глинистых отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия. На Карельском перешейке (в районе оз. Красного) в днищах некоторых древних долин непосредственно под четвертичными отложениями вскрываются кристаллические породы.

В четвертичное время в этой обширной впадине накопилась мощная толща преимущественно водных осадков: морские глины микулинского межледникового горизонта (мгинская толща), озерные осадки межстадиалов последнего оледенения, позднеледниковые ленточные глины московского и валдайского оледенений и др. Максимальная мощность четвертичных отложений приурочена к древним долинам (до 139 м, скважина у оз. Копанское) и к западному склону Ладожской впадины (187 м, скв. 1 у д. Снетково); на остальной территории она изменяется в пределах 50—100 м, уменьшаясь до 10—20 м вблизи Глинта и на севере Карельского перешейка. Соответственно значительны мощности толщ водных осадков, изменяющиеся от 20—40 м (мгинские морские слои) до 70—100 м (озерно-ледниковые и озерные осадки московского и поздневалдайского времени).

Современный рельеф Балтийско-Ладожской области представлен комплексом абразионно-аккумулятивных террас с абсолютными отметками от нуля до 100—110 м, наклоненных к Финскому заливу и Ладожскому озеру. Террасы обычно довольно четко отделены друг от друга абразионными уступами и сериями береговых валов, нередко протягивающимися на значительное расстояние (до 10—15 км). Северная часть рассматриваемой области в поздне- и послеледниковое время испытала поднятие, в связи с чем абсолютные высоты береговых форм возрастают к северо-западу. Амплитуды перекосов береговых линий в центральной части Карельского перешейка достигают для береговых образований голоценовых трансгрессий 12—14 м, а для наиболее ранних уровней приледниковых озер 25—30 м (табл. 20).

Таблица 20

**Сопоставление древних береговых линий
Восточной Прибалтики**

Основные этапы развития Балтики	Абсолютные отметки тыловых швов террас, м		
	Приневская низина	Курголовский полуостров	Вуоксинско-Приморская низина
Стадии сокращения уровня Балтийского ледникового озера	{ 38—40 26—28 22	56	67—70
Литориновая трансгрессия		43	50—55
	4—5	14	40 18—20

Вдоль побережья Финского залива протягивается аккумулятивная терраса литоринового моря. Ее отметки составляют от нуля до 18—20 м абсолютной высоты, ширина колеблется от нескольких сот метров (во-

сточнее Лужской Губы) до 20—30 км (в нижнем течении рек Луги и Нарвы); поверхность плоская или слегка волнистая, заболоченная. Терраса ограничена абразионными уступами высотой 3—5 м и серией береговых валов, которые большей частью перевеяны и превратились в дюны. Наиболее крупные массивы дюнного рельефа известны между устьем р. Нарвы и оз. Белым, а также в районе г. Сестрорецка.

Вдоль южного берега Ладожского озера простирается озерная терраса с отметками поверхности от 4 до 15—16 м абсолютной высоты, сформированная во время ладожской трансгрессии суббореального возраста. Две серии береговых валов и абразионных уступов на абсолютных отметках 12—14 и 16—19 м, фиксируют два наиболее устойчивых уровня озера. Местами валы перевеяны и осложнены невысокими (1—3 м) дюнами.

Вся остальная территория области занята аккумулятивной озерно-ледниковой равниной, среди которой встречаются небольшие участки, сложенные мореней (вдоль южного побережья Финского залива, севернее оз. Отрадное и т. д.). Поверхность равнины почти повсеместно плоская или слабоволнистая, за исключением Вуоксинско-Приморской низины, где она расчленена широкими (до 2—4 км) террасированными ложбинами юго-восточного направления, глубиной до 40—50 м. В настоящее время к ним приурочены речные долины и вытянутые озера: Глубокое, Красное, Красавиц.

Наиболее высокие озерно-ледниковые террасы (абсолютные отметки от 70 до 100—110 м) локально распространены вдоль западного склона центральной возвышенности Карельского перешейка (Котовского плато) и к северу от ордовикского Глинта, в районе пос. Ропша. Они, видимо, сформировались под воздействием небольших разобщенных водоемов, возникших первоначально у склонов возвышенностей. Терраса, тыловой шов которой располагается на абсолютной высоте около 60 м, развитая у подножия Глинта, вероятно, также представляет собой образование локального подпруженного озера. Террасы более низких уровней имеют региональное распространение. Они фиксируют стадии сокращения единого приледникового бассейна.

Наиболее широко развита терраса с абсолютными отметками тылового шва 26—28 м в предглинтовой полосе и 50—55 м на Карельском перешейке. Береговые образования этого приледникового озера наиболее выразительны: абразионные уступы достигают местами высоты 20—50 м при крутизне до 25—40° (между оз. Волочаевским и оз. Нахимовским и др.); в Приневской низине прослеживаются серии береговых валов высотой 2—3 м на расстоянии до 15—20 км. Кроме перечисленных основных террас, имеется ряд промежуточных, увязка которых между собой весьма затруднительна ввиду их прерывистости и нередко слабой выраженности в рельефе.

На фоне обширных равнин выделяются участки холмистых образований и гряды, имеющие, за редким исключением, водно-ледниковый генезис. На Вуоксинско-Приморской низине развиты озы высотой от 7 до 25 м и длиной от 1 до 5—8 км. Самые крупные озы — Барышевский и Балакановский — имеют протяженность около 30 км; ориентировка гряд северо-западная. Севернее г. Зеленогорска и пос. Сосново, в районе оз. Гладышевского и др. отмечены небольшие участки камов.

Крупным линейным образованием является гряда Вярмянселья, протягивающаяся в широтном направлении вдоль северного склона центральной возвышенности Карельского перешейка на расстоянии около 40 км. Ее ширина составляет 1—3 км, высота 15—30 м; абсолютные отметки вершины понижаются к западу от 80—85 до 40—65 м. Западная часть гряды представляет собой плато с множеством термокарстовых

котловин на поверхности, на востоке и в центральной части преобладает контрастный холмисто-котловинный рельеф с превышениями до 25 м. Склоны гряды террасированы, наиболее четко выражена терраса с абсолютными отметками поверхности 67—70 м. Гряда сложена песчано-гравийным материалом с линзами крупнозернистых песков, с галькой и валунами кристаллических пород. Судя по рельефу и составу осадков, гряда Вярмянселькя представляет собой краевое водно-ледниковое образование, аналогичное Сальпауселькя (Leiviskä, 1951).

Из холмистых образований следует отметить изолированные возвышенности с отметками 100—130 м абсолютной высоты, расположенные на севере Лужско-Наровской низины и известные под названием Сойкинской и Семейской. Их относительное превышение составляет 60—100 м, склоны крутые (до 20°), с хорошо выраженными абразионными уступами. Возвышенности сложены целиком четвертичными породами мощностью 100—130 м, главным образом мореной (в ядре Сойкинской возвышенности, по данным бурения, залегает отторженец мгинских глин мощностью 48 м).

Балтийско-Ладожская низина ограничена на юге Глинтом — уступом, протягивающимся вдоль южного берега Финского залива и Ладожского озера от г. Нарвы до р. Сяси. Глинт имеет извилистые очертания, однако ориентирован в основном в широтном и субширотном направлениях, на отдельных участках меняя простираение на меридиональное и северо-восточное (между г. Кингисеппом и пос. Ивановское, восточнее пос. Красное Село). Современный уступ является унаследованной формой, почти на всем своем протяжении он совпадает с верхней частью склона дочетвертичной куэсты. Относительная высота современного Глинта (5—40 м) значительно меньше, чем превышение древней куэсты, так как нижняя часть склона не выражена в современном рельефе, будучи погребена под четвертичными осадками.

Вопрос о происхождении уступа куэсты ордовикского плато является дискуссионным. Следует отметить, что многочисленные скважины, пробуренные в зоне Глинта южнее Ленинграда, не фиксируют ни резких перегибов поверхности кристаллического фундамента, ни изменений залегания пород осадочного комплекса. Нам кажется более обоснованным представление об образовании Глинта, так же как и других куэстовых уступов, в результате длительной селективной денудации.

Свирско-Ловатская область абразионных и аккумулятивных равнин с участками линейных аккумулятивных образований является самой крупной и наиболее характерной областью проксимальной зоны. Слабо расчлененная поверхность доледникового субстрата этой территории способствовала равномерному отступанию ледникового края, сохранявшего активное состояние. Ледниковые отложения не создавали сколько-нибудь значительных холмистых образований, а облекали дочетвертичную поверхность в виде покрова донной морены небольшой мощности. Благодаря этому элементы древнего рельефа часто непосредственно выражены в современной поверхности и определяют общий орграфический план территории.

Дочетвертичный рельеф области представляет собой денудационную равнину с абсолютными отметками поверхности, изменяющимися от 25 до 100 м. Равнина сложена песчано-глинистыми и в меньшей степени карбонатными породами среднего и верхнего девона, а вдоль северной границы области — известняками нижнего ордовика. В целом она имеет вогнутую поверхность. Наибольшие абсолютные высоты (90—100 м) отмечены вдоль ее северо-восточной и восточной окраины, а в центральной части приурочены крупные отрицательные формы: Ильменская, Грузинская и Тихвинская котловины, в пределах которых абсо-

лутные высоты изменяются от 25 до минус 10—15 м. Эта низменная полоса, вытянутая с юга на север, соединяется с Балтийско-Ладожской впадиной через неширокое меридиональное понижение, приуроченное к нижнему течению рек Волхова и Сяси. Поверхность равнины представляет собой чередование повышений с абсолютными отметками 60—90 м (Среднеловатское, Маловишерское, Волховское, Беглово-Винское и др.) и низин (Псковская, Нижнешелонская, Притосненская и др.), с абсолютными отметками 25—35 м. Некоторые впадины дочетвертичной поверхности (Ильменская, отчасти Нижнешелонская) совпадают со сводовыми частями антиклинальных структур, представляя тем самым инверсионные формы. Равнина прорезана многочисленными древними долинами, отдельные участки которых выражены и в современном рельефе.

Четвертичные отложения в целом имеют небольшую мощность (до 10—15 м), увеличивающуюся до 30—35 м в понижениях дочетвертичного рельефа и достигающую 130—170 м в погребенных древних долинах. Антропогенный покров обычно представлен одним горизонтом морены крестецкой или лужской стадии, иногда перекрытой озерно-ледниковыми осадками последних этапов отступления валдайского оледенения, а также современными отложениями. В пределах денудационных депрессий дочетвертичного рельефа (Ильменская и Грузинская котловины), как правило, залегают два слоя морены. Разделяющие их водные осадки относятся к мстинскому, реже соминскому межстадиалам. В среднем течении р. Ловати вскрыты межморенные глины и торфяники микулинского межледниковья. В древних долинах в разрезе четвертичной толщи выделяется несколько слоев морен, разделенных межстадиальными образованиями.

Современная поверхность области представляет собой равнину, полого наклоненную от периферии (подножия возвышенностей Валдайской, Бежаницкой, Судомской, Лужской) к центру (к Ильменской и Грузинской низинам). Исключение составляет северо-восточная часть области, где наблюдается общий уклон поверхности в сторону Ладожского озера. Изменение высот поверхности происходит в интервале от 90—110 до 10—20 м. Максимальные отметки (до 120 м) установлены на Онежско-Ладожском перешейке. Вдоль р. Волхова протягивается субмеридиональное понижение с абсолютными отметками 20—40 м в виде желоба, открывающегося в сторону Ладожского озера. Рельеф этой территории сформировался в значительной степени под воздействием позднеледниковых бассейнов; однако отчетливо выраженные террасы наблюдаются лишь на ограниченных участках: в нижнем течении рек Ояты и Свири, на правобережье Шелони и др.

По своему генезису равнина неоднородна и состоит из абразированных моренных и аккумулятивных озерно-ледниковых участков. Центральные и северные, наиболее низменные ее части (Ильменская и Грузинская котловины, Приволховская низина, Нижнешелонское, Тихвинское, Свирко-Оятское и Притосненское понижения), представляют собой аккумулятивные озерно-ледниковые равнины поздних стадий существования позднеледниковых бассейнов с абсолютными отметками до 40—50, реже до 60 м. Озерно-ледниковые равнины с запада, юга и востока окаймляются поясом абразированных моренных равнин. На выровненной поверхности последних местами наблюдаются скопления валунно-галечного материала, участки, сложенные озерно-ледниковыми песками, а также береговые валы и абразивные уступы небольшой протяженности. К полосе моренных абразированных равнин приурочены обширные водораздельные болотные массивы. Моренные равнины простираются местами вплоть до проксимального склона краевой зоны, но

в большинстве случаев отделены от него прерывистой полосой аккумулятивных озерно-ледниковых равнин, созданных в ранние стадии существования позднеледниковых бассейнов и имеющих абсолютные отметки 70—100 м. Эта полоса протягивается вдоль проксимального склона на значительном расстоянии (Холмская котловина, Верхнеловатская низина и др.). В районе среднего течения рек Пола и Поломети указанные равнины сливаются с озерно-ледниковыми равнинами низких уровней.

На северо-востоке области, в среднем течении рек Ояти, Паши и Свири, аккумулятивные равнины высоких и низких уровней разделены абразионными скатами высотой до 40—50 м. Высокие озерно-ледниковые поверхности сложены большей частью глинами, иногда ленточными (в среднем течении рек Паши и Тихвинки, в районе г. Холма и др.), в то время как ниже (на 30—40 м абсолютной высоты) распространены главным образом пески. Характерной чертой озерно-ледниковых равнин, примыкающих к проксимальному склону Валдайской возвышенности, является их террасированность, широкое развитие абразионных уступов, береговых валов, ложбин стока и древних дельт. Последние представляют собой скопления песчаных холмов, имеющих в плане веерообразную форму и приуроченных обычно к устьевой части ложбин стока талых ледниковых вод. Наиболее типичные древние дельты наблюдаются на междуречье рек Мсты и Холовы, в районе г. Демьянска и пос. Мареве. Все они располагаются на уровнях, фиксирующих последовательные стадии сокращения приледниковых озер (110—100; 85—80; 75—72; 70—67 м). Для описываемой полосы характерны также плоские заболоченные озерно-аллювиальные равнины площадью более 100 км². Их образование связано с разливами наиболее крупных рек (Ловати, Поломети и др.) при выходе их из зоны краевых ледниковых образований на равнину.

К югу и западу от оз. Ильмень, в бассейне рек Псижи, Порусьи, Полисти, Ловати, Шелони, Мшаги и др., развиты многочисленные озовые и моренные гряды, сильно выположенные, высотой не более 3—5 м, располагающиеся в виде цепочек и ориентированные главным образом по дуге, обращенной выпуклой стороной к юго-востоку. Севернее г. Великие Луки наблюдаются радиальные моренные гряды субмеридионального направления, достигающие длины 5—8 км при высоте не более 5 м. В верхнем течении р. Луги и на междуречье Луги и Мшаги в северо-восточном направлении протягивается полоса сильноразмытого и выположенного (с превышениями не более 10 м) холмисто-грядового и волнистого моренного рельефа, шириной до 25 км. Она представляет собой краевую зону лужской стадии. Ориентировка отдельных гряд повторяет изгибы краевой зоны в целом, что вместе с весьма ограниченным распространением камов и других аккумулятивных форм, связанных с мертвым льдом, видимо, свидетельствует об активном состоянии периферической части льда на этом участке.

Западнее, на междуречье Луги и Плюссы, краевая зона сливается с обширными камовыми массивами, окаймляющими с северо-востока Лужскую возвышенность. Среди них выделяется своим контрастным рельефом полоса камов шириной 2—3 км, протягивающаяся в широтном направлении на расстоянии около 50 км, получившая название Липовые Горы (относительная высота их до 70 м). Продолжением Липовых Гор являются моренные гряды и холмы на левобережье р. Плюссы. К востоку холмистые образования постепенно снижаются, выполаживаются и на водоразделе Волхова и Оредежи погребены под Тесово-Нетьльским торфяником, имеющим по данным торфоразведки неровное ложе с превышениями до 4—5 м. На востоке области, в среднем

течении рек Паши и Тихвинки, продолжением лужской краевой зоны является полоса полого-холмистого моренного рельефа и камовых возвышенностей, ориентированных также в северо-восточном направлении.

На северо-западе, в нижнем течении рек Мги и Тосны, располагается группа моренных и флювиогляциальных гряд («Рамболовская конечная морена», Шапки-Кирсинская гряда и др.), которые имеют в плане форму дуги, обращенной выпуклой стороной к югу и востоку и, видимо, повторяющей контуры небольшого ледникового языка, продвигавшегося по Притосненскому понижению. Рамболовская конечная морена имеет протяженность около 18 км и ширину 1,5—2 км и состоит из группы моренных гряд высотой 10—15 м, среди которых наблюдаются группы пологих камовых холмов высотой 7—10 м. Шапки-Кирсинские краевые образования представлены двумя полосами сложно-холмистого рельефа, ориентированными в субмеридиональном направлении, шириной от 1—2 до 8 км, общей протяженностью около 60 км. Здесь преобладают крупные холмы высотой (15—30 м) с уплощенными вершинами и крутыми (до 30—35°) склонами, сложенные преимущественно разнозернистыми песками. Нередко наблюдаются бессточные котловины. Иногда среди холмистого рельефа встречаются короткие меридиональные гряды типа озов. Происхождение этих образований, видимо, аналогично гряде Вяремьяселькя на Карельском перешейке, с которой они имеют много сходства в морфологии рельефа и составе слагающих пород.

На междуречье Паши и Сяси имеются радиальные линейные образования, представляющие собой группы гряд юго-юго-восточного направления, примыкающих к внутренней части лужской краевой зоны. Они сложены большей частью тонкими сортированными песками мощностью до 25—30 м, реже мореной. Наиболее крупная из них — гряда Масельга имеет протяженность около 40 км и высоту 30—40 м; остальные характеризуются значительно меньшими размерами. Образование этих форм, видимо, связано с радиальными трещинами в периферической части ледника.

Вдоль р. Волхова многими исследователями, начиная с Н. Н. Соколова (1926), были описаны гряды северо-восточной ориентировки, сложенные разнообразными осадками (от тонких песков до валунных суглинков). Их высота достигает 10—15 м при протяженности до 5—15 км и ширине до 1—2 км. Соотношения этих образований с окружающими ленточными глинами различны; последние чаще всего перекрывают гряды или причленены к ним; однако известны случаи, когда ленточные глины вклиниваются в отложения, слагающие гряды, в связи с чем Н. Н. Соколов считает те и другие синхронными образованиями. Видимо, указанные формы возникли в результате заполнения радиальных трещин в периферической части ледника, контактирующего с обширным приледниковым озером.

Из радиальных ледниковых образований следует отметить друмлины на Онежско-Ладожском перешейке, в бассейне р. Ивинки, северного притока р. Свири. Эти формы представляют собой холмы удлиненной формы, насаженные на выступы кварцито-песчаников протерозоя и ориентированные в северо-западном направлении. Высота холмов в большинстве случаев составляет 5—10 м, длина 200—300 м, ширина по основанию 30—50 м. Друмлины сложены песками и плохо окатанными валунами.

В пределах Свирско-Ловатской области в юго-западном Прионежье располагается незначительный по площади участок рельефа, чуждого ей по генезису и морфологии — южная оконечность Шокшинской гряды близ пос. Щелейка. Последняя представляет собой тектоническую

куэсту, круто обрывающуюся к Онежскому озеру, возвышающуюся над ним более чем на 100 м.

Ижорско-Себежская область изолированных аккумулятивных возвышенностей («срединных массивов») и абразионно-аккумулятивных равнин с участками холмистого рельефа, связанного с пассивным и мертвым льдом охватывает восточную часть обширной полосы изолированных холмистых массивов, разделяющих Ильменско-Ловатскую и Рижско-Даугавскую низины. В пределах рассматриваемой территории располагаются следующие возвышенности: Ижорская, Лужская, частично Хаанья, Судомская, Бежаницкая, приподнятые над окружающими равнинами на 150—200 м.

Ижорско-Себежская область характеризуется сложным и разнообразным сочетанием холмистого и равнинного рельефа, чем существенно отличается от остальных областей проксимальной зоны. Формирование здесь крупных комплексов холмистых образований обусловлено наличием сравнительно расчлененного рельефа дочетвертичной поверхности, в пределах которой амплитуды высотных отметок достигают 80—120 м. На фоне денудационной равнины выделяются изолированные возвышенности (абсолютные высоты 110—140 м) и обширные котловины и понижения с абсолютными отметками 20—35 м и ниже (до —5 в северной части котловины Чудского озера). Древние долины, обычно частично погребенные, широко используются речной сетью. Минимальные отметки вскрыты буровыми скважинами в пра-долинах р. Луги (минус 30—50 м) и Плюсы (—70 м). Характерной особенностью древних рек этого района является обтекание ими доледниковых возвышенностей. Поверхность дочетвертичного субстрата выработана в песчано-глинистых, реже карбонатных породах среднего и верхнего девона. Повышения дочетвертичного рельефа в ряде случаев приурочены к локальным структурам осадочного чехла. Неоднократно отмечалась в литературе (Шульц, 1958; Каяк, 1962 г. и др.) тектоническая природа доледникового цоколя массива Хаанья; в настоящее время появились данные о наличии локальной структуры амплитудой около 60 м в центральной части Лужской возвышенности. Очевидно, выступы древнего рельефа имеют в данном случае денудационно-тектоническое происхождение. В отличие от указанных возвышенностей Ижорское плато представляет собой наиболее повышенный участок куэсты, бронированной ордовикскими известняками. Неясно пока происхождение выступа доледникового рельефа, вывального под Бежаницкой возвышенностью. Кроме того, в этой области бурением обнаружен ряд небольших локальных структур, которым нередко соответствуют также небольшие пологие повышения дочетвертичного и современного рельефа в районе городов Пскова, Порхова, пос. Палкино, д. Борисово и др. (гдовские дислокации).

Мощность четвертичного покрова в описываемой области крайне неравномерна: максимальная наблюдается на крупных возвышенностях (от 85—100 до 220 м) и в древних долинах (от 40—80 до 120 м); на равнинах же она не превышает 10—15 м. В пределах возвышенностей состав четвертичной толщи достаточно разнообразен, однако преобладает морена, на равнинах — водные осадки различного генезиса. Разрезы межстадиальных березайских, соминских и мстинских отложений известны на Бежаницкой и Судомской возвышенностях.

Как и вся проксимальная зона, Ижорско-Себежская область характеризуется широким развитием аккумулятивных и абразионных озерно-ледниковых и моренных равнин. В то же время здесь большое распространение имеют крупные изометрической формы возвышенности.

Ижорская возвышенность представляет собой структурное моренное плато на абсолютных отметках 140—160 м, с незначительной мощ-

ностью ледниковых отложений (обычно 3—5 м). С севера и северо-запада плато ограничено Глинтом; к югу и юго-востоку оно понижается очень плавно. Поверхность возвышенности плоская, однообразная, местами осложненная небольшими моренными холмами и моренами напора — валообразными грядами высотой от 5—10 до 30 м, протяженностью до 4 км, ориентированными в северо-восточном направлении. В ядре морен напора обычно лежат дислоцированные глыбы палеозойских карбонатных пород. К юго-востоку от г. Красное Село располагаются Дудергофские и Кирхгофские высоты — возвышенности относительной высоты до 50 м, состоящие из отдельных холмов и гряд и представляющие собой ледниковые наволоки. Благодаря небольшой мощности четвертичного покрова на Ижорском плато широко развиты карстовые формы рельефа — воронки, сухие долины и т. д.

Лужская возвышенность представляет собой массив холмистого рельефа, участками контрастного, с абсолютными отметками поверхности 160—180 м (г. Подол 205 м). В ее строении принимают участие разнообразные ледниковые и водно-ледниковые отложения мощностью от 20—30 до 70 м, весьма пестрые по составу: валунные суглинки и супеси, пески от грубозернистых и галечниковых до тонких сортированных, причем последние преобладают. Холмисто-моренный и камовый рельеф развит в пределах возвышенности в равной мере. Весьма характерно отсутствие моренных гряд, озов и других линейных аккумулятивных образований; линейные формы рельефа представлены лишь крупными платообразными флювиогляциальными грядами высотой 30—40 м, длиной около 4—5 км (Княжецкая Гора и др.), вытянутые в меридиональном направлении. Эти гряды занимают наиболее высокое гипсометрическое положение и обычно окаймляются поясом камов, ориентированных в этом же направлении.

В центральной части возвышенности наблюдаются участки внутренних озерно-ледниковых равнин на абсолютных отметках 150—160 м, как правило, вытянутые с севера на юг. Южный и юго-восточный склоны возвышенности выражены в виде пологого ската высотой до 50—60 м. Остальные склоны представляют собой сочетание плоских и слабоболнистых озерно-ледниковых террас и участков контрастного камового, реже холмисто-моренного рельефа, причем холмистые образования и равнины развиты на одних и тех же абсолютных отметках. Тыловые швы абразионных скатов, разделяющих террасы, имеют наиболее постоянные высоты 110—115; 100; 80—85; 70—72 м. На северо-западном склоне Лужской возвышенности, на междуречье рек Плюссы и Желчи, развиты камовые террасы, представляющие собой волнистые и плоские платообразные поверхности с расчлененными склонами, морфологически весьма близкие к останцовым плато и террасам южной части Карельского перешейка (в районе поселков Юкки, Токсово и др.) и образующие несколько уровней в пределах абсолютных высот от 55—60 до 100 м. Весьма характерным элементом рельефа Лужской возвышенности являются глубокие (до 40 м) ящикообразные ложбины стока талых ледниковых вод, направленные обычно от ее центра к периферии.

Судомская возвышенность является аккумулятивным ледниковым образованием. Поскольку доледниковая поверхность понижается здесь до абсолютной высоты 55—60 м, а современная располагается на отметках 170—200 м и более (гора Судома 293 м), средняя мощность четвертичных отложений в пределах возвышенности составляет 140—150 м, достигая местами 200—220 м. Возвышенность характеризуется преимущественным развитием полого-волнистого моренного рельефа с превышениями 5—10 м и склонами не более 10°, на фоне которого возвышаются отдельные крупные холмы высотой до 50—70 м. Централь-

ная часть с максимальными отметками (220—240 м) занята звонцевым рельефом, представляющим собой чередование платообразных возвышенностей высотой 20—50 м и глубоких котловин, часто занятых озерами. На периферии Судомской возвышенности наблюдаются полосы довольно контрастного холмисто-моренного рельефа, вытянутые параллельно ее склонам; здесь широко развиты и камы. Склоны массива различны по морфологии: в его западной и южной частях переход к равнине постепенный; северный и восточный склоны представляют собой пологие террасированные и абразионные скаты. Б. Н. и В. Г. Можяевы (1963) выделяют здесь несколько террасовых поверхностей (150—160; 138—143; 110—137; 120—125; 90—112 м), количество которых на разных участках непостоянно.

Бежаницкая возвышенность является самым крупным холмистым массивом области, имеющим около 80—90 км в диаметре; абсолютные высоты ее поверхности составляют 200—250 м, а в центральной части до 300 м и более (гора Липицкая 339 м). Мощность четвертичных отложений, очень пестрых по составу, изменяется от 50 до 100 м, иногда возрастая до 150—240 м; скважинами вскрыто до 12 прослоев морены, разделенных осадками водного генезиса. В пределах Бежаницкой возвышенности преимущественно распространен выположенный холмисто-моренный рельеф, с превышениями не более 8—10 м, реже контрастный. На его фоне заметно выделяются изолированные холмы высотой до 40—50 м с крутыми (25—35°) склонами, сложенные большей частью разнозернистыми песками, часто с гравием и галькой (горы Лобно, Липицкая и др.). В центральной части возвышенности, в пределах отметок 150—170 м, встречаются волнистые моренные равнины, чередующиеся с участками размытого холмистого рельефа. Широко развиты на Бежаницкой возвышенности образования пассивного льда — камы (главным образом в восточной половине массива) и звонцы, слагающие обширные площади в западной его части.

Камовый рельеф отличается значительной контрастностью: в районе д. Мякишево, пос. Пустошка высота холмов составляет 25—35 м; понижения представляют собой замкнутые воронкообразные котловины со склонами до 30—35°, имеют глубину до 15—20 м. На правобережье р. Великой у оз. Белого наблюдаются гряды длиной до 6 км, высотой 20—35 м, ориентированные в субмеридиональном направлении; гребни гряд обычно уплощенные, местами с термокарстовыми западинами глубиной до 5—8 м. Озы, встречающиеся очень редко, также имеют ориентировку, большей частью близкую к меридиональной.

Звонцы развиты на Бежаницкой возвышенности более, чем где-либо на Северо-Западе. Они представлены как единичными формами, так и целыми массивами звонцевого рельефа площадью до 200 км², образующими прерывистую полосу, вытянутую с севера на юг. Они доминируют над окружающей местностью, достигая 200—250 м абсолютной высоты. Нередко их платообразная поверхность осложнена моренными холмами — выступами неровного моренного цоколя. Очертания звонцев весьма разнообразны, обычно фестончатые; склоны довольно крутые (до 15—25°), изрезанные овражной сетью. Площадь отдельных звонцев, располагающихся по периферии указанной полосы, составляет от 1—2 до 15—20 км². Северные и северо-восточные склоны Бежаницкой возвышенности выражены в виде пологого (5—10°) ската высотой до 50—70 м; севернее г. Новоржева и на левобережье р. Смердели наблюдаются абразионные уступы высотой до 8—10 м, на абсолютных высотах 120—125; 110 и 100 м.

Остальная территория области занята озерно-ледниковой равниной, с участками холмистого рельефа. Абсолютные высоты ее понижаются

в западном и северо-западном направлениях от 90—110 до 30—40 м. Абрадированная моренная равнина развита на незначительных площадях в пределах отметок 70—90 м абсолютной высоты. Озерно-ледниковая равнина представляет собой серию аккумулятивных террас, местами разделенных береговыми образованиями (уступами, береговыми валами). Абразионные уступы наблюдаются главным образом вблизи возвышенностей и на склонах холмистого рельефа; их высота достигает 10—15 м, крутизна 15—25°. Береговые валы широко распространены в бассейне рек Черехи, Узы и Кеби и вдоль восточного берега Псковского озера. Их длина составляет 2—6 км, высота не более 1—3 м. Береговые образования обычно располагаются на абсолютных отметках 90; 80—85; 70—75; 60; 51—53; 40—42 и 35—38 м.

На равнине широко распространены камы, сохранившие свежие формы. Они отсутствуют лишь в пределах самой низкой озерно-ледниковой террасы (36—38 м). Так, вблизи восточного берега Псковского озера, на междуречье рек Черной и Лочкиной и в нижнем течении р. Желчи, на отметках 38—45 м развит контрастный холмисто-грядовый рельеф с бессточными впадинами глубиной до 15—20 м; крутизна склонов здесь достигает 25—30°. Наиболее значительные площади камы занимают вблизи указанных возвышенностей, где они местами образуют узкие (2—3 км) широтные полосы. Камы, развитые среди низких озерно-ледниковых террас с абсолютными отметками от 38 до 50—55 м, слагают небольшие массивы неправильной формы и характеризуются обычно холмисто-грядовым рельефом.

Холмисто-моренный рельеф не имеет широкого распространения и встречается главным образом на юге области, у склонов Бежаницкой и Судомской возвышенностей. Краевые части холмисто-моренных массивов часто выположены и перекрыты тонкими суглинками.

Из линейных форм рельефа широко развиты озы, особенно на юге области, в среднем и нижнем течении р. Великой. Они характеризуются субмеридиональной, реже северо-восточной ориентировкой, извилистыми очертаниями в плане; длина гряд изменяется от 2—3 до 10 км, высота 5—20 м, склоны до 25—30°. Наиболее крупной линейной формой является гряда, располагающаяся к югу от г. Острова и вытянутая с северо-востока на юго-запад на расстоянии около 40 км; высота ее достигает 25 м. Она образована сочетанием небольших озоз шириной 20—15 м и участков мелкохолмистого камового рельефа. Гряда сложена песчано-гравийным материалом. Вдоль р. Великой, вблизи г. Опочки, прослеживается цепочка субмеридиональных песчаных гряд общей длиной около 30 км. Высота наиболее крупных из них составляет около 30 м, ширина 300—800 м, поверхность гряд плоская с большим количеством термокарстовых котловин глубиной до 10—15 м.

Моренные гряды встречаются значительно реже. На междуречье Плюсы и Луги отмечена крупная гряда северо-западного направления, протяженностью 15 км и высотой около 40—50 м, сложенная разнородными песками, перекрытыми иногда моренным чехлом. Вдоль восточного побережья Чудского озера и в центральной части Псковской низины прослеживаются серии пологих гряд высотой не более 8—10 м, меридиональной и северо-восточной ориентировки, сильно размытых, а на отдельных участках перекрытых озерно-ледниковыми песками и суглинками. Наиболее крупные формы, вытянутые в субширотном направлении, наблюдаются к югу от Лужской возвышенности в районе деревень Дубровно и Заозерье восточнее массива Хаанья, у д. Анокино, а также к северо-востоку от г. Пскова (гряда Ваулины Горы); их длина составляет 2—5 км, высота колеблется от 10—15 до 40—50 м при ширине до 0,5 км. На междуречье Иссы и Великой располагается ме-

ридиональная гряда длиной 10 км и высотой 15—25 м, склоны которой террасированы. На озерно-ледниковой равнине, примыкающей с востока к Чудскому и Псковскому озерам, местами наблюдаются золотые формы — дюны и бугристые пески. Форма дюн обычно параболическая, ориентировка — меридиональная и юго-западная, высота 3—7 м.

Таким образом, своеобразие рельефа данной области создается в первую очередь присутствием крупных, имеющих изометрические очертания холмистых возвышенностей, образующих цепи, параллельные направлению движения льда в этом районе. При этом в пределах холмистых комплексов отдельные формы рельефа часто также обладают ориентировкой, близкой к меридиональной. Н. Н. Соколов (1961) считал, что эти образования являются срединными, возникшими на стыке крупных ледниковых лопастей. Аналогичные взгляды на происхождение Судомской и Бежаницкой возвышенностей высказали С. С. Шульдц, Б. Н. Можжаев и др. (1963), Н. С. Чеботарева и др. (1965), С. В. Яковлева (1967). В то же время, по мнению ряда исследователей (Краснов, Заррина, 1965; Чеботарева и др., 1965; Серебрянный, Раукас, 1966; Апухтин, Краснов, 1967), возвышенности Лужская, Хаанья, Латгальская представляют собой краевые образования различных стадий валдайского оледенения.

Несомненно, однако, что все указанные массивы близки по генезису и являются, видимо, срединными межлопастными образованиями; их расположение не связано с максимальным распространением последних стадийальных надвигов валдайского оледенения.

В пределах рассматриваемой области линейные аккумулятивные формы ориентированы, за редким исключением, параллельно оси понижений и образуют несколько основных ветвей. Одна из них пересекает описываемую область с севера на юг вдоль Псковско-Чудской котловины и восточного склона Хааньянского массива до верховий Иссы и Утрои. Вторая протягивается в широтном направлении вдоль понижения между Лужской и Судомской возвышенностями, затем постепенно поворачивает к юго-западу и в среднем течении р. Великой сливается с меридиональной ветвью. Еще одна цепь гряд обтекает Бежаницкую возвышенность с севера и северо-запада. Гряды, видимо, представляют собой радиальные образования ледниковых потоков, проникавших в бассейн р. Великой двумя путями: с севера, через Псковско-Чудскую котловину, и с северо-востока через понижения в среднем течении Шелони и Сороти. Это представление согласуется с данными С. В. Яковлевой (1967), которая на основании изучения петрографического состава и ориентировки валунов пришла к выводу о том, что ладожский ледниковый поток благодаря влиянию Карбонового уступа постепенно отклонялся к юго-западу и обтекал Бежаницкую и Судомскую возвышенности.

Характерной чертой геоморфологического облика Ижорско-Себежской области является преобладание в ее пределах типов и форм рельефа, связанных с пассивным и мертвым льдом, особенно широко развитых в периферических частях возвышенностей и на равнине. Этот рельеф отличается весьма свежим обликом, несмотря на то, что находится в сочетании с озерно-ледниковыми террасами, включая и самые низкие, т. е. располагается заведомо ниже уровней региональных приледниковых озер, фиксируемых повсеместно в пределах проксимальной зоны. В связи с этим приходится предположить, что образование рельефа окраинных частей возвышенностей и окружающих равнин на данной территории связано с одновременным существованием крупных глыб мертвого льда и озерно-ледниковых бассейнов. О начале формирования этого рельефа трудно судить, поскольку в настоящее время

нет определенных сведений о возрасте срединных массивов. Несомненно лишь, что оно продолжалось в течение периода с момента отступления льдов от краевых образований крестецкой стадии до возникновения Балтийского ледникового озера, так как холмистые формы отсутствуют на террасе, связанной с уровнем 36—38 м.

Таким образом, в пределах рассматриваемой области на протяжении регрессивного этапа валдайского оледенения существовали специфические условия, выразившиеся в расчленении периферического покрова ледника на ряд лапестей и языков, а затем в отрыве и омертвлении последних. Благодаря этому краевые комплексы стадияльных надрывов валдайского оледенения на этой территории отсутствуют, и широтная зональность рельефа, характерная для области последнего оледенения, нарушена. Видимо, лишь самые южные возвышенности — Латгальская и Бежаницкая — фиксируют максимальное распространение ледникового покрова в вепсовскую стадию валдайского оледенения, поскольку краевая зона последней непосредственно причленяется к южной части указанных массивов.

В пределах проксимальной зоны, кроме описанной выше полосы срединных межлопастных массивов, отдельные образования подобного рода наблюдаются в центральных частях Онежско-Ладожского и Карельского перешейков, где они возвышаются над окружающими равнинами на 100—150 м.

Онежско-Ладожский срединный массив включает Олонецкую возвышенность, а также комплекс холмистого рельефа на междуречье Свири и Ояти, отделенный от Олонецкой возвышенности широтным ложбинообразным понижением, к которому приурочена р. Свирь. В целом массив представляет собой полосу холмистых образований с небольшими участками равнин, ориентированную с северо-запада на юго-восток и имеющую ширину 60 км при длине около 100 км.

Рельеф поверхности дочетвертичных пород в пределах массива неровный. Наиболее повышенная часть (абсолютные высоты до 100—125 м) располагается на севере в районе оз. Большое Мужано и связана с выступом допалеозойского основания, перекрытого маломощной толщей нижнепалеозойских осадков. Это повышение образует доледниковый цоколь Олонецкой возвышенности; последняя, видимо, является аналогом огромного друмлины, аккумулятивная ледниковая часть которого располагается в дистальном направлении. К югу от указанного выступа абсолютные высоты поверхности дочетвертичных пород постепенно понижаются в сторону р. Свири до 75—50 м. В районе г. Подпорожье наблюдается котловина с абсолютными отметками поверхности от нуля до 50 м, прорезанная древней долиной субширотного направления — пра-Свирью. На водоразделе Свири и Ояти поверхность дочетвертичных пород снова повышается до 75—100 м. Этот выступ сложен девонскими и кембрийскими песчано-глинистыми породами. В районе пос. Андроновское вскрыта древняя долина, в пределах которой дочетвертичные породы лежат на абсолютных отметках ниже —45 м (скважина у пос. Игнатовские Бараки). Эта долина частично используется современными реками Оятью, Оштой, Тукшей, Сондалой. По данным Д. И. Гарбара, М. Е. Вигдорчика, А. Г. Кабакова и др., древние долины Онежско-Ладожского перешейка совпадают с линиями тектонических нарушений: пра-долина системы Ошта — Тукша приурочена к уступу допалеозойского основания, пра-Свирь — к сбросам, амплитуда которых достигает 150—200 м.

Четвертичные отложения в центральной части Онежско-Ладожского перешейка имеют мощность от 25 до 75 м. Максимальные мощности (свыше 150 м, скважина Игнатовские Бараки) приурочены к древ-

ним долинам. Онежско-Ладожский срединный массив сложен верхневалдайскими ледниковыми, реже водно-ледниковыми осадками. Более древние образования вскрыты лишь в пределах древних долин, где обнаружены озерно-аллювиальные отложения неоген-четвертичного возраста, лихвинского, одинцовского и микулинского межледниковья и соминского межстадиала, а также ледниковые и водно-ледниковые образования окского, днепровского, московского и валдайского возраста.

Современная поверхность представляет собой чередование пологохолмистых (на юге) и грядово-холмистых (на севере) участков и волнистых равнин, располагающихся на абсолютных высотах от 100—150 до 200 м; максимальные отметки наблюдаются в центральной (осевой) части массива. В пределах Олонецкой возвышенности преобладает (по данным М. Е. Вигдорчика) холмисто-моренный рельеф, характеризующийся четкой ориентировкой форм. Здесь наблюдается значительное количество моренных гряд высотой 20—30 м, длиной 2,5—5 км при ширине 0,2—0,4 км, ориентированных в двух основных направлениях: СВ 40—45° (западная часть возвышенности) и СЗ 310—340° (восточная часть возвышенности). Южнее пос. Пай располагается моренная гряда меридиональной ориентировки, высотой до 25 м, длиной около 10 км при ширине 1—1,5 км. В районе Тонгозера встречены небольшие по площади звонцы, высотой 20—25 м, диаметром несколько квадратных километров. В южной части массива, на междуречье Свири и Ояти, на значительной площади развиты камы, сложенные часто очень тонкими осадками (алевритами и даже глинами), а иногда валунно-галечным материалом. Наиболее крупные камы описаны в районе деревень Большая и Малая Падала, где высота их достигает 30—35 м. Холмисто-моренный рельеф в южной части срединного массива отличается выположенностью форм и небольшими превышениями (10—15 м).

Участки волнистых равнин, наблюдаемые повсеместно среди холмистого рельефа, сложены большей частью моренной; аккумулятивные озерно-ледниковые равнины, встречающиеся на абсолютных высотах 130—160 м южнее г. Подпорожье и к северу и западу от пос. Андроновское, занимают небольшие площади и представляют собой образования местных подпруженных приледниковых озер. Полоса абрадируемых моренных и аккумулятивных озерно-ледниковых равнин с отметками 60—100 м абсолютной высоты протягивается в широтном направлении вдоль долины р. Свири. По этому понижению, видимо, осуществлялась связь между приледниковыми озерами, занимающими котловины Ладожского и Онежского озер. На левобережье р. Свири прослеживается абразионный скат высотой 30—40 м. В западной части свирского понижения, в районе г. Подпорожья, наблюдается участок террасированной задровой равнины.

Срединный массив Карельского перешейка (Котовская возвышенность) представляет собой крупное аккумулятивное моренное плато с относительной высотой около 100 м, диаметром около 30 км. Возвышенность приурочена к выступу доледникового рельефа, представляющему собой невысокое (около 50 м) денудационное плато с абсолютными отметками поверхности 30—50 м. Сложено оно глинами (ляминаритовыми) вендского комплекса. Склоны доледникового плато расчленены древними долинами, днища которых вскрыты на абсолютной отметке до —70 м (данные по скважине у оз. Красное). Мощность четвертичных отложений, представленных в основном ледниковыми образованиями среднечетвертичного возраста, составляет здесь 100—150 м. В одной из скважин (у горы Майской) на абсолютной высоте 170 м обнаружены озерно-аллювиальные и болотные осадки микулинского межледниковья. Морена валдайского оледенения (лужской стадии),

слагающая лишь самую верхнюю часть возвышенности, имеет мощность не более 5—10 м. Современная поверхность Котовской возвышенности плоская и слабоволнистая, с абсолютными отметками 180—200 м. В ее центральной части наблюдаются небольшие участки контрастного кахового рельефа. Наиболее четко выражены в рельефе северный и восточный склоны возвышенности, представляющие собой террасированные скаты высотой 40—60 м, крутизной до 10—12°. Западный и южный склоны очень пологие. Северо-западный склон расчленен глубокими ящикообразными долинами (рек Странницы и Волочаевки), образование которых связано с выпахивающей деятельностью ледника и эрозией флювиогляциальных потоков.

Центральная возвышенность Карельского перешейка с юго-запада, юга и востока окаймляется полосой весьма своеобразного сложно расчлененного рельефа, который представляет собой чередование равнинных участков с абсолютными отметками от 30 до 60 м и островных возвышенностей, платообразные вершины которых достигают 50 м (Всеволожская), 80 м (Юкковская и Колтушская), 100 м (Токсовская), 120 м (в районе пос. Осельки) и 140 м (Агалатовская). Размеры, форма, а также ориентировка возвышенностей весьма различны. Гряда Юкки — Порошкино — Мистолово шириной 1—4 км протягивается на 10 км в широтном направлении. Токсовская возвышенность имеет меридиональную ориентировку, ширину 2—3 км и протяженность около 20 км. На севере она переходит в высокую озерно-ледниковую террасу, прилегающую к Котовскому плато севернее оз. Лемболовского. Несколько обособленно располагаются возвышенности неправильной формы: Агалатовская, Колтушская, Всеволожская. Относительная высота их составляет 40—50 м. Возвышенности разделены замкнутыми впадинами Лемболовской, Охтенской и др. Несмотря на значительное разнообразие форм, в целом для этого рельефа характерны следующие основные черты:

1) приуроченность всех основных возвышенностей к выступам кровли подстилающей морены или коренных пород;

2) общая выровненность поверхности, на которой отсутствуют положительные аккумулятивные формы и все многообразие рельефа создается различным сочетанием отрицательных, выработанных форм;

3) широкое развитие термокарста — воронкообразных бессточных котловин глубиной до 10 м, диаметром до 20—30 м и обширных замкнутых ложбин длиной около 1,5 км, при глубине до 25 м и ширине 700 м. На склонах и дне последних местами имеются замкнутые воронки диаметром несколько десятков метров. На склонах Токсовской, Юкковской, Колтушской возвышенностей иногда наблюдаются полузамкнутые котловины типа ниш;

4) широкое развитие эрозионных форм рельефа (сухих ложбин и оврагов). Древние эрозионные ложбины, как правило, кончаются у подножия возвышенностей и по морфологии резко отличаются от мелких долин, выработанных современной эрозией, продолжающихся на окружающей равнине. Они широкие и короткие (длиной 150—200 м), с крутизной склона от 15—20 до 40—45°;

5) склоны всех возвышенностей террасированы. Террасы часто глубоко вдаются в глубь возвышенностей и имеют сложные очертания. Среди низких террас наблюдаются останцы более высоких поверхностей. Площадки, шириной от 3—5 до 100—200 м, разделены уступами высотой от 3—4 до 20 м;

6) все отрицательные формы рельефа обычно взаимосвязаны: системы эрозионных ложбин выводят к абразионным террасам, полузамк-

нутые котловины (ниши) нередко соединены эрозионными ложбинами и образуют каскады.

Таким образом, современный облик сложно расчлененного рельефа, окаймляющего Котовское плато, обусловлен наложением скульптурных (выработанных) форм на первичную плоскую аккумулятивную поверхность. Поэтому возвышенности южной части Карельского перешейка не являются камами в обычном понимании этого термина. Они представляются собой скорее «камовые террасы» (по Флинту, 1929), образовавшиеся в результате заполнения песчаными отложениями крупных внутриледниковых озер, возникшего с дистальной стороны Котовского плато. После вытаявания ледяных склонов водоема плоские озерно-ледниковые поверхности подверглись абразии, эрозии и процессам термокарста, в результате чего были существенно преобразованы. Поэтому наиболее сложным является рельеф Юкковской, Колтушской, отчасти Токсовской возвышенностей, так как в их образовании участвовали все процессы. Возвышенности же, в которых эрозионные и абразионные процессы охватили только склоны, имеют наиболее выровненную поверхность, близкую к первичной; к ним относятся Всевожская и Васкеловская возвышенности. Впервые теория флинта для объяснения генезиса этого рельефа была применена К. К. Марковым (1931).

Зона краевых ледниковых образований (Главный конечноморенный пояс)

В пределы Ленинградской, Псковской и Новгородской областей входит значительная часть Главного конечноморенного пояса, представляющего собой полосу холмистых краевых образований, главным образом Вепсовской и крестецкой стадий последнего оледенения. Зона краевых ледниковых образований простирается вдоль восточной и юго-восточной границ рассматриваемой территории, от южного берега Онежского озера до верховьев р. Ловати. Она состоит из ряда возвышенностей, не имеющих четких орографических границ. Сюда входят Мегорская гряда, Вепсовская возвышенность, Тихвинская гряда, Шереховичские высоты, Осташковская гряда, Ревенецкие и Воробьевы Горы. Эта полоса возвышенностей является водоразделом между бассейнами рек Балтийского и Каспийского морей.

В северной части Главного конечноморенного пояса, а именно, на участке между Онежским озером и истоками р. Капши, плоские или слегка волнистые равнины внутренней зоны постепенно сменяются более возвышенными волнистыми равнинами, среди которых встречаются изолированные пятна и небольшие массивы холмисто-моренного и камового рельефа. Далее в дистальном направлении контрастность рельефа усиливается, участки холмистых ледниковых форм становятся более обширными и сливаются в сплошную зону краевых образований. В пределах полосы шириной около 20 км (от среднего течения р. Яндебы до истоков р. Капши) абсолютные отметки поверхности увеличиваются от 80 до 120—130 м.

На всем остальном протяжении Главный и конечноморенный пояс отделен от проксимальных равнин пологим склоном («Валдайским скатом»), имеющим на различных участках разную морфологию, протяженность и происхождение.

Вдоль склона Вепсовской возвышенности скат почти не выражен в рельефе. Южнее, вдоль Тихвинской гряды, высота его от 40 до 90 м, ширина обычно составляет 6—7 км, местами уменьшаясь до 4 км. Абсолютные отметки его бровки постепенно снижаются к югу от 220

до 160—150 м, подошвы — от 130 до 90 м. В этом месте скат приурочен к уступу Карбонового плато и имеет извилистые, фестончатые очертания, отступаая в глубь краевой зоны по долинам рек Тихвинки. Воложбы и др. Заливообразные понижения в проксимальной части главного конечноморенного пояса имеют ширину до 2—3 км, U-образный поперечный профиль, крутые склоны и плоские днища; эти особенности их морфологии, а также ориентировка, совпадающая с направлением движения ледника, свидетельствуют о том, что образование указанных форм обусловлено ледниковым выпахиванием дочетвертичных долин. На этом участке скат террасирован; наиболее четко террасы выражены вдоль склонов заливообразных понижений. Верхние террасы, имеющие абсолютные высоты площадок 120 и 140 м, являются структурно-денудационными и связаны с выходами известняков; нижние, с абсолютными отметками от 90 до 115 м, — озерно-ледниковые, абразионные или абразионно-аккумулятивные.

Южнее Тихвинской гряды до Воробьевых Гор скат имеет более сложное строение. Его ширина увеличивается до 15—20 км; высота возрастает от 40—50 до 150 м. Абсолютные отметки бровки колеблются от 140 до 220 м; подошва большей частью лежит на абсолютной высоте 90—110 м, местами снижаясь до 60 м (в районе г. Демянска). Очертания в плане остаются извилистыми, но «фестончатость» становится более крупной. Обширные заливообразные понижения наблюдаются вдоль рек Мды, Белой, Мсты, Поломети, Кунянки, Полы, Маревки и др. На этом участке он по-прежнему совпадает с уступом Карбонового плато. Структурно-денудационные террасы имеют здесь значительно меньшее развитие, в то время как количество абразионных террас возрастает, кроме того, они расширяются. Верхние террасы, имеющие абсолютные высоты 120 м и выше, обычно абразионные и абразионно-аккумулятивные. Они сравнительно узкие и небольшой протяженности, свидетельствуют о существовании кратковременных локальных приледниковых водоемов. Нижние террасы с отметками 60—110 м большей частью аккумулятивные и представляют собой образования региональных приледниковых озер. Их поверхность часто сильно расчленена овражной сетью, создающей характерный холмисто-останцовый, эрозионный рельеф.

На юге, в верхнем течении р. Ловати, проксимальный склон имеет высоту 30—40 м и является чисто абразионной формой. В целом же Валдайский скат обязан своим происхождением взаимодействию различных денудационных процессов: избирательной денудации, ледниковой экзарации, воздействию талых ледниковых вод, абразионно-аккумулятивной деятельности приледниковых озер и т. п.

Главный конечноморенный пояс почти на всем своем протяжении (от Онежского озера до верховьев р. Большой Тудер, притока р. Ловати) приурочен к северо-западной окраине Карбонового плато и к его склону. Плато, сложенное каменноугольными известняками и доломитами, имеет ровную, полого наклоненную на юго-восток поверхность, абсолютные высоты которой изменяются от 170 до 200 м. В среднем течении р. Мсты наблюдается крупное заливообразное понижение в поверхности дочетвертичных пород, вытянутое в юго-восточном направлении. Это Мстинская впадина, выработанная в рыхлых верхнедевонских и нижнекаменноугольных породах. Абсолютные высоты ее днища составляют 55—65 м, глубина достигает 80 м, склоны асимметричные: северо-западный имеет серповидную форму, ширину 3—5 км, он круче южного и сложен преимущественно известняками; юго-восточный выработан в песчано-глинистых отложениях, чередующихся с известняками, имеет более расплывчатые очертания и ширину до 10 км.

Склон Карбонового плато на участке между южным берегом Онежского озера и долиной р. Белой имеет меридиональное направление и образует наиболее четко выраженный уступ поверхности дочетвертичных пород. Верхняя часть уступа сложена каменноугольными известняками, нижняя песчано-глинистой толщей и толщей переслаивания песков, глин и известняков нижнего карбона; ширина его сравнительно невелика и изменяется от 3—5 до 15 км, высота составляет 70—80 м.

К югу от Мстинской впадины склон Карбонового плато имеет юго-западное простирание и сложен в своей нижней части песчано-глинистыми девонскими породами; верхняя часть представлена толщей переслаивания нижнего карбона; при той же высоте склона ширина его здесь в среднем 15—20 км. Западнее р. Большой Тудер Карбоновый уступ меняет направление на меридиональное и уходит за пределы рассматриваемой территории. Древние долины обычно появляются вблизи северной и северо-западной окраины Карбонового плато и пересекают его склон вкрест простирания последнего. Они врезаны в палеозойские породы на глубину 100—200 м; днища долин у подножия Карбонового уступа характеризуются отрицательными абсолютными высотами (до 130 м). Наиболее крупными из них являются пра-долины систем: Тихвинки—Соминки, Мсты—Увери, Поломети—Березайки, прорезающие плато вплоть до восточной границы территории.

В верхнем течении рек Куньи и Ловати поверхность дочетвертичных пород осложнена небольшой возвышенностью (с абсолютными отметками 80—120 м), сложенной карбонатными и песчано-глинистыми породами девона. На междуречье Удрая, Ловати и Куньи бурением обнаружены участки древней гидрографической сети; минимальные абсолютные отметки днищ древних долин, вскрытых скважинами, составляют 20—25 м абсолютной высоты.

Строение четвертичного покрова в пределах зоны краевых ледниковых образований отличается значительной сложностью, частой сменной литологических и генетических разностей, изменчивостью мощности (в отдельных случаях от нуля до 200 м) — при средних значениях 30—50 м. Большая часть четвертичной толщи представлена ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями вепсовской и крестецкой стадий: валунными суглинками и супесями, разнозернистыми песками, алевроитами, глинами. Более древние отложения встречены лишь в единичных пунктах и, как правило, приурочены к дочетвертичным долинам.

Зона краевых ледниковых образований характеризуется интенсивно пересеченным холмисто-озерным ландшафтом с абсолютными высотами от 100—120 до 170—200 м. Здесь широко развиты моренные холмы и гряды, камы, озы, флювиогляциальные дельты, звонцы и другие формы рельефа, связанные с аккумуляцией и эрозией ледника и его талых вод. Наибольшие площади заняты холмисто-моренным рельефом, среди которого преобладает крупнохолмистый и холмисто-грядовый. Диаметры холмов, имеющих округлую или вытянутую форму, изменяются от 300—500 м до 1 км, высота их колеблется от 15 до 50 м, крутизна склонов 10—25°. Моренные гряды разбросаны среди холмов и обычно имеют различную ориентировку.

К понижению, разделяющим холмы и гряды, приурочена слабо развитая эрозионная сеть, которая подчеркивает расчлененность рельефа. В проксимальной части полосы краевых ледниковых образований холмисто-моренный рельеф часто значительно сглажен благодаря воздействию озерно-ледниковых бассейнов. Доминирующие высоты (свыше 200 м над уровнем моря) образованы звонцами, обычно мелкими (диаметром 1—3 км²) и разнообразными по форме. Озы характеризуются разнообразной ориентировкой и встречаются в виде отдельных гряд,

имеющих иногда значительную (до 10—15 км) протяженность (вблизи оз. Ужин). В районе озер Городно и Видимир группы озов образуют грядовый рельеф. Наиболее крупные участки камов наблюдаются в районе г. Валдая и ст. Окуловка, а также на водоразделе Ловати и Куньи. В последнем случае камы и расположенные между ними озера ориентированы в субмеридиональном направлении. Следует отметить, что для западной оконечности Главного конечноморенного пояса, примыкающей к Бежаницкой возвышенности, в отличие от всей остальной его площади часто характерна радиальная, субмеридиональная, ориентировка форм: озов, моренных и озерно-ледниковых гряд, ложбин стока.

Цепи холмистых образований разделяются сравнительно плоскими озерно-ледниковыми, моренными и зандровыми равнинами. Аккумулятивные и абразионные моренные озерно-ледниковые и озерные равнины с абсолютными отметками поверхности 70—90 м приурочены к центральной части Мстинской впадины.

Для зоны краевых образований характерно большое количество озер, среди которых встречаются такие крупные и разнообразные по очертаниям, как Селигер, Валдайское, Пирос, Боровно, площадью в несколько квадратных километров. Встречаются озера круглые, лопастные, вытянутые и с извилистыми очертаниями.

В пределах Карбонового плато и на его склоне довольно широко и разнообразно представлены карстовые формы рельефа, среди которых наиболее распространены карстовые воронки блюдцеобразной формы диаметром от 5 до 20—50 м и глубиной от 1 до 5 м; встречаются глубокие свежие воронки конусообразной формы, с крутыми склонами и понорами, заваленными валунами. Диаметр воронок колеблется от 10 до 20 м, а глубина от 2 до 8 м. Карстовые ложбины встречаются реже, они распространены на правом берегу р. Мсты, в Ефимовском и Тихвинском районах. На дне ложбин наблюдаются исчезающие ручьи и озера. Карстовые долины приурочены к части Карбонового плато, непосредственно примыкающей к Карбовому уступу и в его верхней части (долина р. Серебрянки, приток р. Мсты и др.). Длина долин 1—2 км, ширина 20—50 м, глубина 3—10 м, склоны крутые, часто отвесные. Карстовое происхождение имеют также сухие участки русел рек Суглинка, Куйсары, Рагуши и др. К числу крупных карстовых озер относятся озера Городно, Пирос, Ямное, Шерегодра; в их днищах имеются воронки — «жерла», в которые иногда уходит вся вода из озера. На склонах долин рек Мсты, Белой, Рагуши и других имеются карстовые пещеры.

Дистальная зона. Аккумулятивные водно-ледниковые равнины и размытые краевые ледниковые образования

В пределах описываемой территории дистальная «внешняя» (по Н. Н. Соколову, 1960), зона валдайского оледенения занимает сравнительно небольшие площади на востоке (западная часть Молого-Шекнинской низины) и юге, где она переходит в Белорусское Полесье. Для этой зоны, прилегающей с внешней стороны к Главному конечноморенному поясу, характерно широкое распространение волнистых перигляциальных равнин, постепенно понижающихся на юг и юго-восток от 180 до 140—120 м абсолютной высоты. Переход от зоны краевых ледниковых образований к дистальной постепенный. Холмистый рельеф при этом выполаживается и сменяется зандровыми, а затем озерно-ледниковыми равнинами, среди которых встречаются отдельные моренные холмы и гряды, камы, озы. Уклон современной поверхности в этой зоне совпадает с уклоном поверхности дочетвертичных пород. На востоке территории, в районе ст. Пестово, дочетвертичные отложения, слагающие

Карбоновое плато, представлены известняками и доломитами среднего карбона, образующими равнинную поверхность, полого наклоненную к юго-востоку. На юге, в районе пос. Усмынь, развиты песчано-глинистые и карбонатные породы девона, поверхность которых понижается с севера и северо-востока к юго-западу и югу от 100—120 до 80 м абсолютной высоты.

Мощность четвертичного покрова в этом районе, как правило, не превышает 25 м, иногда снижаясь до нескольких метров; на участках размытых краевых образований она увеличивается до 50—60 м. В разрезе четвертичной толщи преобладают флювиогляциальные отложения вепсовской, едровской и бологовской стадий валдайского ледниковья.

В дистальном направлении разнозернистые валунные пески, слагающие зандровые поля, переходят в тонкозернистые глинистые пески, а далее в тонкие алевриты и глины, в которых косая потоковая слоистость сменяется горизонтальной озерной. Морена слагает небольшие участки на площади размытого холмистого рельефа.

Для дистальной зоны типичным является ландшафт «полесий» — заболоченных волнистых песчаных равнин, покрытых сосновыми боррами. На некоторых участках наблюдаются отдельные заросшие лесом дюны и бугристые пески. Там, где под песками близко залегают известняки, поверхность равнин осложнена карстовыми формами рельефа: воронками, ложбинами, сухими долинами. Для рассматриваемой зоны весьма характерны ложбины стока талых ледниковых вод, ориентированные в меридиональном и юго-восточном направлениях, по их склонам располагаются флювиогляциальные террасы — «долинные зандры».

Холмисто-моренный рельеф и камы обычно пологие, высотой не более 5—12 м, склоны их террасированы. Моренные равнины, часто волнистые, развиты на небольших участках среди зандровых полей; на поверхности морены встречаются скопления валунов. В ряде мест моренные равнины размыты краевыми образованиями. В этих случаях их поверхность отличается большей волнистостью, более высокими абсолютными отметками; мощность морены увеличивается.

Речные долины

В пределах Ленинградской, Псковской и Новгородской областей речные долины весьма разнообразны по своему строению и возрасту. Значительная часть рек берет начало в пределах Главного конечноморенного пояса или дистальной зоны зандровых равнин и пересекает проксимальную зону моренных и озерно-ледниковых равнин. Строение долин неоднократно изменяется, главным образом в зависимости от характера пересекаемого этими реками рельефа (рис. 63, 64).

Выделяются пять основных геоморфологических поясов. В пределах каждого из них речные долины обладают близким обликом:

I. При пересечении Главного конечноморенного пояса реки характеризуются извилистостью, небольшим падением русла непостоянной глубиной и асимметричным продольным профилем долины. Кроме поймы, обычно прослеживается одна, реже две-три террасы, образование которых связано с колебаниями уровней локальных подпруженных приледниковых водоемов.

II. На проксимальном склоне Главного конечноморенного пояса реки отличаются прямолинейностью течения, наибольшим падением (до 2,5 м/км), часто ступенчатым продольным профилем, с порогами и перекатами, U-образной и каньонообразной формой долин, крутыми склонами; в районе Карбонового уступа долины рек врезаны в корен-

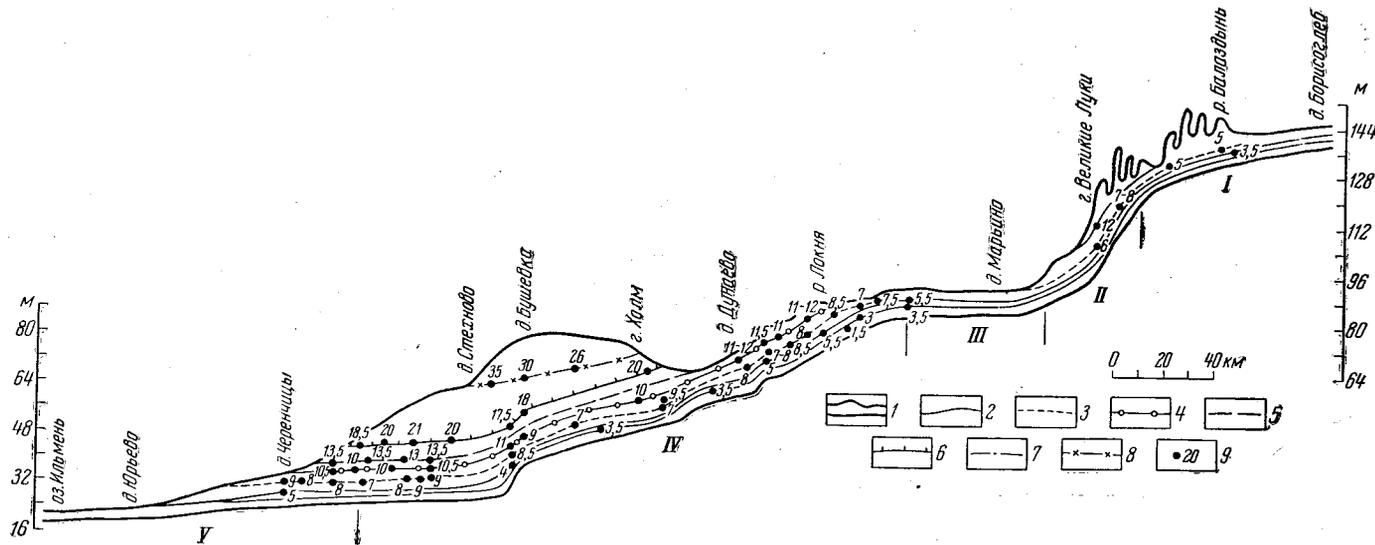


Рис. 63. Продольный профиль долины р. Ловати. Составили Д. Б. Малаховский, М. Е. Вигдорчик, М. Ф. Карчевский (1969 г.)
 1 — коренной берег и продольный профиль водной поверхности; 2 — подпойменная терраса. Надпойменные террасы: 3 — первая, 4 — вторая, 5 — третья, 6 — четвертая, 7 — пятая, 8 — шестая, 9 — относительная высота террас (в м); I—V — номера геоморфологических поясов

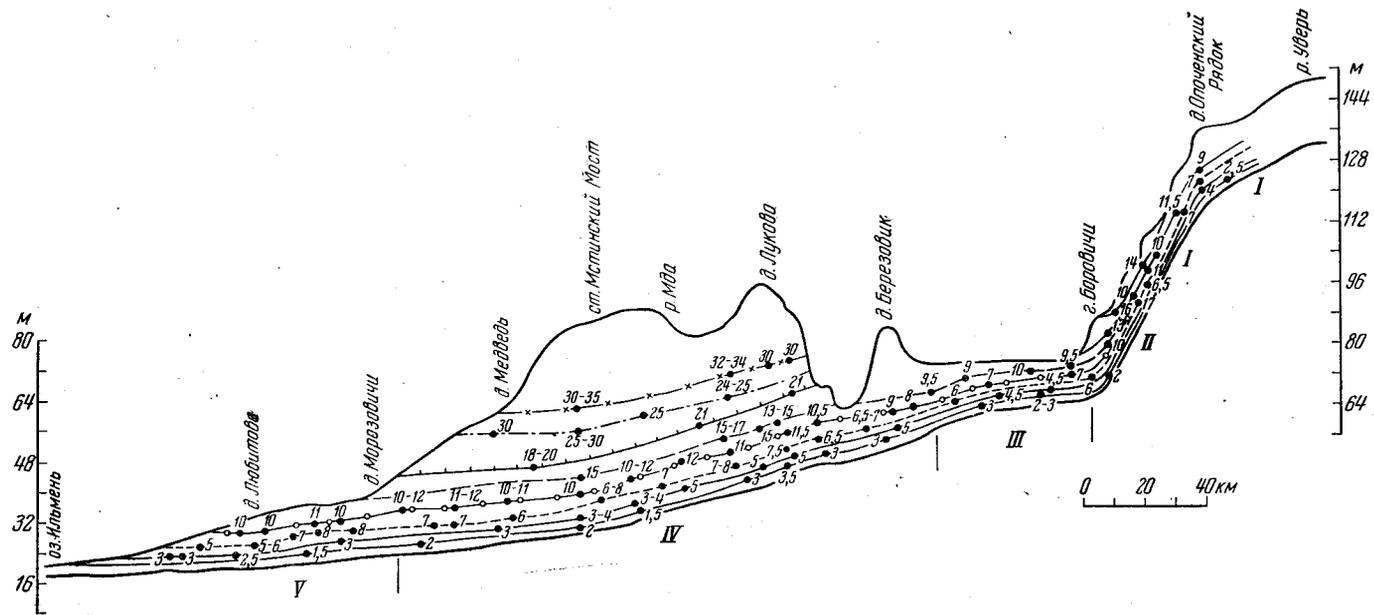


Рис. 64. Продольный профиль долины р. Мсты. Составили Д. Б. Малаховский, М. Е. Вигдорчик, М. Ф. Карчевский (1969 г.).
Условные обозначения см. рис. 63

ные породы. Террасы, число которых не превышает двух-трех, имеют вид узких карнизов и являются обычно скульптурными, реже цокольными.

III. Среди озерно-ледниковых равнин высоких уровней (абсолютные отметки 75—120 м) реки меандрируют, имеют слабые уклоны русел; здесь наблюдаются две пойменные и одна-две надпойменные террасы. В пределах этого пояса нередко наблюдаются озеровидные расширения рек, современные (реки Ловать, Полометь, на уровне поймы) или более древние (р. Мста, на уровне II террасы).

IV. При пересечении донных моренных равнин реки часто врезаются в коренные породы или используют полупогребенные древние долины, отличаются изменчивым падением; иногда наблюдаются перекаты. Меандры обычно блуждающие, реже врезанные. Долины хорошо разработаны и характеризуются ящикообразной формой, максимальной для данной реки глубиной и шириной, крутыми склонами, наибольшим количеством террас (до пяти-шести).

V. В пределах ступенчатых аккумулятивных озерно-ледниковых равнин низких уровней, окружающих наиболее крупные современные базисы эрозии Северо-Запада (озера Ильмень, Псковское, Чудское, Балтийское море), реки имеют незначительное падение, врезанные меандры. Глубина долины постепенно уменьшается вниз по течению. Речные террасы на этом участке последовательно выклиниваются, сливаясь с озерно-ледниковыми террасами.

Все вышеизложенное относится к хорошо разработанным долинам, располагающимся в различных геоморфологических условиях. Эти особенности выражены значительно менее четко в долинах таких рек, как Оять Тукша, почти на всем протяжении приуроченных к древнему эрозионному врезу.

Заложение современной речной сети Северо-Запада произошло в процессе деградации валдайского оледенения. Общее направление стока определялось наклоном поверхности данной территории к северу и северо-западу, существовавшим еще в доледниковое время и значительно увеличившимся в результате образования возвышенностей Главного конечноморенного пояса. Первоначально этот уклон был использован тальми ледниковыми водами, к ложбинам стока которых часто приурочены реки. Заложение и начальные этапы развития долин, несомненно, определялись также особенностями геологического строения территории, рельефом поверхности дочетвертичных пород и новейшими тектоническими движениями. Об этом говорит нередко наблюдаемая взаимосвязь между направлением долин и простираемостью тех или иных горизонтов дочетвертичных пород или их трещиноватостью и приуроченность участков рек к древним долинам.

Дальнейшее формирование долин и возникновение террас было связано с приледниковыми водоемами и колебаниями их уровней, о чем свидетельствуют древние дельты, переход речных террас в озерно-ледниковые равнины и т. д. Образование высоких террас (V и VI) было связано с единым базисом эрозии, которым являлось региональное приледниковое озеро, занимавшее Псковскую, Шелонскую и Ильменскую низины и прилегающие к ним районы. Верхние террасы нередко фиксируют существование протоков между этим бассейном и обособленными водоемами, располагавшимися в пределах Мстинской впадины, Холмской котловины, в среднем течении р. Луги и др. Возникновение более низких террас (II—IV) обусловлено изменением уровней локальных водоемов, в связи с чем их количество и относительные высоты различны в разных долинах. После освобождения территории от ледникового покрова и регрессии позднеледниковых бассейнов развитие долин опре-

делялось колебаниями уровней Балтийского моря и крупных реликтовых озер — Ильмень, Ладожского, Онежского, Псковского и Чудского.

В табл. 21 приводятся данные об уровнях террас крупнейших рек. Заключение о возрасте верхних террас является предположительными, поскольку сведения о времени формирования слагающих их осадков отсутствуют. Наиболее достоверно устанавливается возраст первых надпойменных террас, отложения которых охарактеризованы по данным палинологического и радиоуглеродного анализов и имеют голоценовый возраст. Все сведения о возрасте осадков первых надпойменных террас относятся к рекам, принадлежащим бассейну оз. Ильмень. Наиболее полным является разрез 6-метровой террасы р. Куньи, у д. Сухая Горка, где вскрыты отложения атлантического и суббореального периодов голоцена; судя по палинологической характеристике, формирование площадки террасы закончилось к началу суббореального времени. Этот же возраст имеет I надпойменная терраса р. Щеберехи, у д. Рвеницы. В остальных пунктах вскрыты отложения атлантического (р. Ловать, у д. Черенчицы) и бореального (р. Мста, у д. Змеево) периодов голоцена, слагающие цоколь I надпойменной террасы высотой 5—8 м; в последнем разрезе выше глин бореального возраста лежат глины мощностью 1 м, палинологически не охарактеризованные.

Из-за отсутствия данных о возрасте аллювия первых надпойменных террас рек, относящихся к другим бассейнам, их датировка может быть произведена лишь предположительно. В долинах рек, впадающих в Финский залив (Плюсса, Луга), I терраса связана, видимо, с литориновой трансгрессией и имеет атлантический возраст. Первая надпойменная терраса р. Великой вблизи Псковского озера сливается с озерной равниной на абсолютных отметках 34—35 м, образовавшейся в бореальное время. Вторая терраса р. Оять высотой 12—13 м связана с максимальным уровнем (16 м) Ладожской трансгрессии суббореального возраста; соответственно I терраса высотой 6—8 м, выходя на озерную равнину с абсолютными отметками 12—13 м, фиксирует уровень спада этого озера. Таким образом, колебания уровней послеледниковых водоемов были асинхронны и, возможно, обусловлены в ряде случаев локальными тектоническими движениями

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА

Современный (поверхностный и погребенный) рельеф Ленинградской, Псковской и Новгородской областей представляет собой результат длительной геологической истории территории и в генетическом отношении является многоярусным (рис. 65*); при этом каждому ярусу соответствует определенный период рельефообразования¹. В общем случае каждый из ярусов рельефа явился функцией физико-географических и тектонических процессов данного периода и поверхности предыдущего яруса, причем влияние этих факторов для отдельных районов Северо-Запада в различные периоды было неравноценно. Иногда на формирование того или иного яруса рельефа оказывала влияние более древняя поверхность, нежели поверхность предыдущего яруса.

¹ Границы между ярусами, а также между периодами являются нередко условными, поскольку рельефообразующие процессы каждого периода, как правило, начали проявляться еще в конце предыдущего. Так, ледниковая аккумуляция, создавшая рельеф второго яруса, имела место и в досредневалдайское время, о чем свидетельствуют значительные толщи более древних отложений, вскрытые во впадинах доледниковой поверхности; формирование гидрографической сети и ряд других процессов современного этапа уже имели место в конце эпохи валдайского оледенения. Однако лишь в последующем периоде эти процессы становятся ведущими и определяют основные черты рельефа данного яруса.

Сопоставление речных, озерных и озерно-ледниковых террас

Возраст надпойменных террас	Развитие водоемов	Бассейн оз. Ильмень				Бассейн Ладожского озера		Бассейн Псковского озера		Балтийский бассейн	
		Уровни водоемов в абсолютных отметках, м	№ террас и их относительная высота, м			Уровни водоемов в абсолютных отметках, м	№ террас и их относительная высота, м (р. Оять)	Уровни водоемов в абсолютных отметках, м	№ террас и их относительная высота, м (р. Велюка)	Уровни водоемов в абсолютных отметках, м	№ террас и их относительная высота, м (р. Луга, верхнее течение)
			р. Ловать	р. Мста	р. Шелонь						
Голоцен	Суббореальный период					12 16	I 6—8 II 12—13				
		Трансгрессия оз. Ильмень	25—26	I 7—9	I 5—8	I 6—8					
	Атлантический период Бореальный период	Литориновая трансгрессия Трансгрессия Псковского озера							34—35	I 5,5—7,5	6—8 I 5,5—7
Невская стадия (?)	Локальные позднеледниковые водоемы	30—32	II 10,5—12	II 9—12	II 8—12	28—30	III 15—18				
		35—36	III 13,5—16	III 13—16	III 9—15	38—40	IV 22—30	38—40	II 8—10,5		
		40—42	IV 18,5—20	IV 18—21							
	Региональное приледниковое озеро	52—54	?	V 25—30			V 34—35				II 10—14
		55—60	VI 26—35	VI 30—35			VI 42—45				III 15—20

Ярусность рельефа менее отчетлива на тех участках, где формирование последнего определялось направленными процессами, постоянно действующими на протяжении всей истории развития рельефа. Примером такого района может служить открытая часть Балтийского кристаллического щита, в пределах которого в течение всей истории развития рельефа проявлялась тенденция к общему поднятию территории, сопровождаемая денудацией.

*Досредневалдайский ярус*¹ — денудационный. Продолжительность его определяется разницей в возрасте пород, слагающих его поверхность (наиболее молодые — карбоновые и пермские, а несколько восточнее данной территории, в районе г. Вологды, юрские и меловые) и перекрывающих ее (четвертичные — средне- и верхневалдайские²). Таким образом, нижний ярус рельефа сформировался в промежуток времени между верхним мезозоем и верхним плейстоценом. Поверхность его на преобладающей части территории представляет собой систему куэст, происхождение которых связано с размывом моноклинально падающих палеозойских пород различного литологического состава; наиболее крупными элементами рельефа являются Карбоновое плато, Девонская низина, Ордовикское плато, Предглинтовая (Кембрийская) низина.

Поверхность досредневалдайского яруса в основных чертах сформировалась в донеогеновое время, поскольку рисунок древней гидрографической сети, имеющей неогеновый возраст, обнаруживает зависимость от элементов этого рельефа. Магистральные древние долины проходят вдоль подножия уступов, а сами уступы расчленены густой древней эрозионной сетью. Особенности морфологии доледниковых долин (V-образный поперечный профиль, значительная глубина при небольшой ширине), сохраняющиеся даже там, где последние врезаны в рыхлые песчано-глинистые породы, невыработанность их поперечного и продольного профиля указывают на то, что речной врез был интенсивным и кратковременным. Повсеместное распространение доледниковых долин на обширной территории, весьма разнородной по геологическому строению и тектоническому режиму, свидетельствует об общей причине их возникновения, вызванного, вероятно, понижением уровня мирового океана (Малаховский, 1961). Доледниковый возраст древних эрозионных врез подтверждается наличием неоген-четвертичных отложений в некоторых из долин.

В пределах названных крупных элементов структурно-денудационного рельефа наблюдается ряд локальных выступов и впадин, различных по площади и амплитуде. Тектоническая природа некоторых из них не вызывает сомнения. Так, по данным Л. Б. Паасикиви (1966) и А. И. Шмаенка, Локновский и Лужский выступы соответствуют положительным локальным структурам в палеозойской толще; Ильменская котловина, по данным В. С. Кофмана (1966), образовалась на месте разрушенной сводовой части брахиантиклинали; Гдовские дислокации выражены в рельефе в виде пологого повышения амплитудой до 30 м (Асаткин, 1933; Малаховский, Буслевич, 1966); Мстинская впадина значительно сужается в своей северо-западной части благодаря присутствию здесь структурного мыса (Остромецкая, Котлукова, 1966). Для ряда выступов, в том числе таких значительных, как Бежаницкий, Котовский, юго-западная оконечность Карбоновой куэсты и др., отсутствуют данные, позволяющие установить их происхождение. Однако то обстоятель-

¹ Указанный ярус почти повсеместно является погребенным (см. рис. 65*).

² Более древние четвертичные отложения, встреченные в единичных пунктах, не образуют сколько-нибудь значительных форм рельефа. Исключение составляет лишь центральная возвышенность Карельского перешейка, сложенная главным образом домикулинскими отложениями.

ство, что эти возвышенности, сложенные легко размываемыми песчано-глинистыми породами, сохранились в рельефе несмотря на длительный период континентальной денудации, свидетельствуют скорее в пользу их тектонической природы.

Некоторые из разломов со смещением находят отражение в рельефе нижнего яруса. Так, сравнение карт поверхности допалеозойского (Зандер, Томашунус и др., 1966) и дочетвертичного субстратов (см. рис. 61), говорит о совпадении линий разломов северо-западного простирания с бортами Мстинской впадины, отражены в рельефе и разломы, ограничивающие с востока и запада Ижорское и Волховское плато, с запада — впадину, проходящую вдоль северо-западного берега Ладожского озера и т. д. (см. рис. 61, 62).

Между тем, сравнение тех же карт не говорит в пользу дизъюнктивного происхождения таких крупных уступов, как Ордовикский и Карбонный, за исключением, возможно, лишь его самой северо-восточной части (Вигдорчик, Гарбар и др., 1967). Они в основном имеют денудационное происхождение, так же как и более мелкие куэстовые уступы (Бурегский в юго-западном Приильменье и Везенбергский в районе г. Сланцы).

Поскольку некоторые из повышений (выступы под возвышенностями Лужской и Хаанья) обгибаются древними долинами, можно предположить, что они формировались в донеогеновое время.

Значение денудации как основного рельефообразующего фактора досредневалдайского периода сохранялось и на его заключительных этапах, связанных с покровными оледенениями. Деятельность ледниковых покровов выражалась как в экзарации подстилающей поверхности, так и в аккумуляции обломочного материала. Однако экзарация в целом преобладала. Об интенсивности ледникового выпаживания, по крайней мере во время наступания валдайского ледника, свидетельствуют мощные отторженцы коренных пород в четвертичных отложениях, отсутствие положительных аккумулятивных форм досредневалдайского возраста (за исключением Котовской возвышенности), нивелировка доледниковых выступов рельефа.

Доголоценовый ярус. Его формирование связано с ледниковой и водно-ледниковой аккумуляцией периода максимального развития и отступления валдайского оледенения. Роль тектонического фактора в этот период неизвестна. Очевидно, последний не оказывал существенного влияния на рельефообразование из-за несоизмеримости скоростей тектонических и гляциальных процессов в платформенных условиях. Если первые приводят к ощутимым для рельефа результатам лишь через длительный промежуток времени, то скорость образования ледниковых форм измеряется десятками и сотнями лет (как известно, внешняя гряда Сальпауселькя сформировалась примерно за 200 лет). Несоизмеримы также амплитуды неровностей ледникового ложа, создаваемых тектоническими движениями за столь кратковременный период, с толщиной льда, которая даже в самой тонкой краевой части ледника составляла, видимо, 150—200 м. Поэтому вряд ли целесообразно искать связь между образованием трещин в теле ледника, приведших к возникновению тех или иных ледниковых форм рельефа, с различными проявлениями тектоники. Наблюдаемое иногда совпадение ориентировки линейных аккумулятивных форм рельефа с основными направлениями трещиноватости пород субстрата может быть объяснено одинаковой направленностью напряжений, поскольку область питания скандинавского оледенения в общем совпадала с центром поднятия Балтийского щита.

Второй ярус рельефа явился функцией двух основных факторов: процессов, связанных с деятельностью ледника, и характера поверхности первого яруса. О тесном их взаимодействии свидетельствует наблюдаемая повсеместно связь между ледниковым рельефом и неровностями подстилающей дочетвертичной поверхности. В качестве примера прямой связи можно указать на приуроченность участков мощной и неравномерной ледниковой аккумуляции к выступам дочетвертичного рельефа. В сущности все крупные аккумулятивные ледниковые возвышенности имеют цоколь, сложенный коренными породами. Что же касается впадин в дочетвертичном рельефе, то они обычно сохраняются как отрицательные формы рельефа и в современной поверхности, представляя собой участки озерно-ледниковой аккумуляции (Балтийско-Ладожская, Ильменская, Псковско-Чудская, Грузинская и другие низины). В качестве примера более далекой связи можно привести влияние выступа субстрата в центральной части Карельского перешейка на формирование своеобразного рельефа типа каменных террас в южной и восточной частях перешейка. Подобная опосредованная связь наблюдается также между характером доледниковой поверхности и обликом краевых образований бологовской и едровской стадий. На востоке территории, в районе г. Пестово, равнинная поверхность Карбонового плато, полого наклоненная к юго-востоку, способствовала поверхностному стоку талых ледниковых вод вепсовской стадии, благодаря чему уже существующий ледниковый рельеф подвергся сильному размыву и нивелировке. В то же время юго-западнее, в верхнем течении рек Полы и Поломети, этот сток был преимущественно линейным, приуроченным к древним долинам; поэтому краевые образования едровской и бологовской стадий здесь в значительно большей степени сохранили свой первоначальный облик.

Ледниковый рельеф доголоценового яруса связан с различными стадиями валдайского оледенения; его возраст омолаживается по мере движения к северо-западу. Хотя разница во времени формирования аккумулятивных форм различных стадийальных надвигов невелика, они существенно отличаются друг от друга по морфологическому облику и степени сохранности благодаря изменению условий рельефообразования и последующему преобразованию рельефа. В процессе деградации последнего оледенения изменялись динамика ледника, характер аккумуляции, степень влияния подстилающей поверхности, приледниковые условия и т. п.

Ниже будет рассмотрен характер взаимодействия процессов ледникового рельефообразования и поверхности первого яруса на различных этапах отступления ледника. Для этого предварительно необходимо остановиться на понятиях «климатической» и «динамической» границ стадий. Климатические границы стадий характеризуют тот предел, до которого может распространяться край ледника при данном балансе поступления и таяния льда. Поскольку в пределах юго-восточного сектора скандинавского оледенения климатические условия, видимо, были приблизительно одинаковыми, эти линии должны располагаться здесь концентрически по отношению к области питания покровных льдов. Динамические границы определяют реальное распространение ледникового покрова в данную стадию, обусловленное в первую очередь характером подстилающего рельефа, и имеют разнообразные, часто фестончатые очертания (рис. 66).

В период максимального развития валдайского оледенения влияние поверхности первого яруса, видимо, было минимальным, и динамическая и климатическая границы совпадали. Даже такой крупный эле-

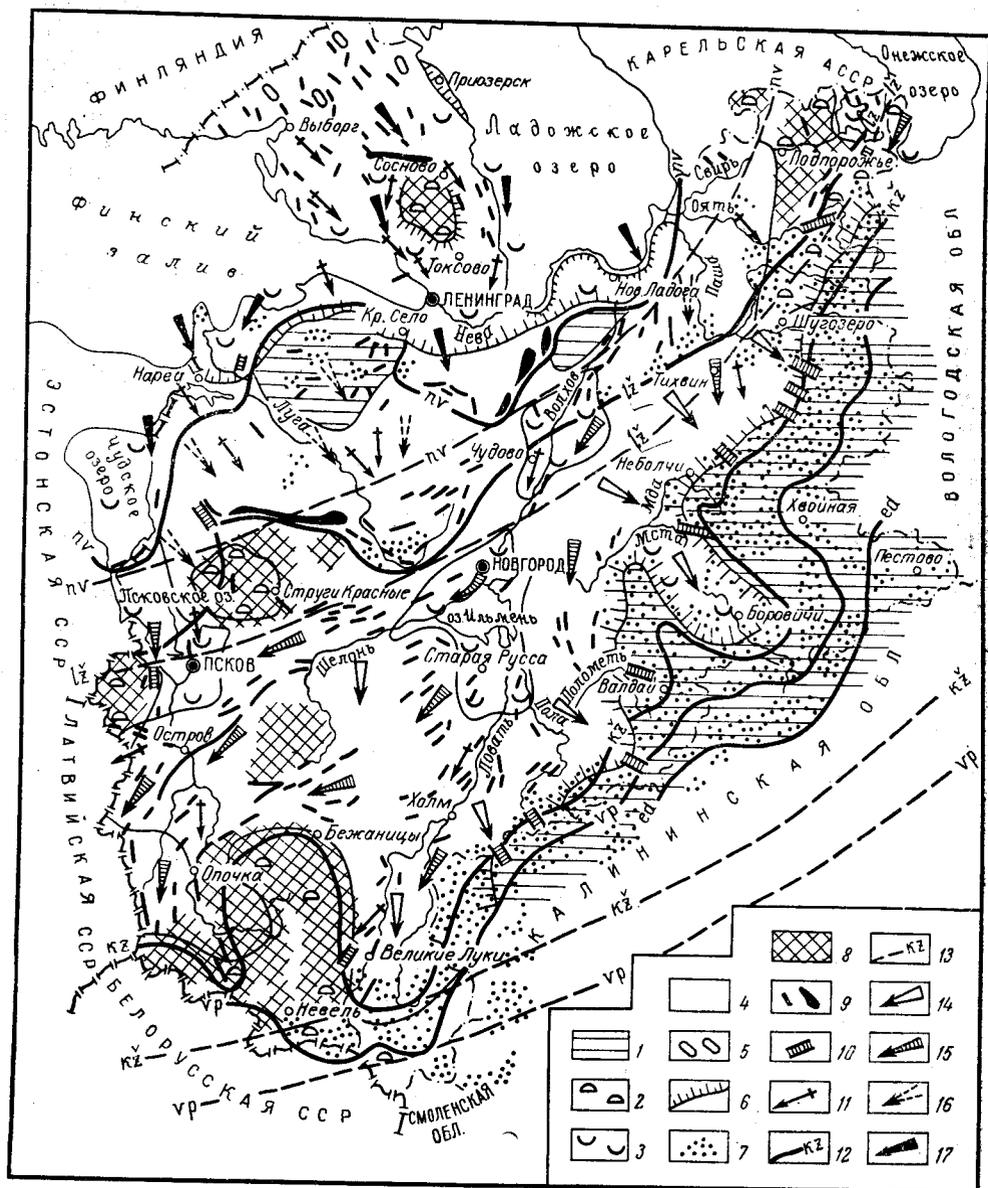


Рис. 66. Схема деградации последнего оледенения. Составили И. П. Баканова, Д. Б. Малаховский (1969 г.)

Рельеф поверхности дочетвертичных пород: 1 — плато, 2 — возвышенности, 3 — впадины и котловины, 4 — равнины, 5 — сельги, 6 — уступы; ледниковый рельеф: 7 — краевые образования, 8 — «срединные массивы», 9 — линейные аккумулятивные образования, 10 — древние долины, выпаханые ледником, 11 — направления разноса валунов (по С. В. Яковлевой); границы максимального распространения ледника и различные стадии валдайского оледенения: 12 — динамические, 13 — климатические; предполагаемые направления ледниковых потоков во время стадий: 14 — вепсовской, 15 — крестецкой, 16 — лужской, 17 — невской

мент древнего рельефа, как Карбоновое плато, не явился препятствием для продвижения ледника.

Во время вепсовской стадии роль дочетвертичной поверхности значительно возросла. Хотя ледник преодолел Карбонный уступ, влияние последнего сказалось в смещении динамической границы этого надвига к северу и северо-западу; несколько дальше на юго-восток льды продвинулись по Мстинской впадине, ориентировка которой совпала с направлением их движения. Подстилающий рельеф, видимо, оказывал влияние на распространение ледника не только в его краевой части. С ранними этапами отступления ледника связано образование двух субмеридиональных цепей срединных массивов, возникших к югу от крупных выступов Ордовикского плато — Ижорского и Пандивере. В это время юго-восточное направление движения льда, видимо, сменилось субмеридиональным. Вепсовская стадия характеризуется самыми мощными и выдержанными по площади краевыми образованиями, что связано с наиболее благоприятными условиями рельефообразования в это время. С одной стороны, собственно ледниковая аккумуляция была еще достаточно значительной и преобладала над водно-ледниковой, периферический покров в целом сохранял свою монолитность; с другой стороны, мощность льда уменьшилась настолько, что выступы поверхности субстрата уже способствовали растрескиванию краевой части ледника и аккумуляции обломочного материала. Доледниковый рельеф, оказывая влияние на ледниковые процессы, сам претерпевал изменения, о чем свидетельствуют расширенные трогообразные участки тех древних долин, ориентировка которых совпала с направлением движения льдов.

В крестецкую стадию положение ледникового края уже почти полностью определялось орографическим планом возвышенностей, сформированных ранее; ее динамическая граница имеет извилистые, фестончатые очертания. В это время Карбонный уступ и приуроченные к нему краевые образования вепсовской стадии отклонили ледниковые потоки к юго-западу, о чем свидетельствуют данные С. А. Яковлевой по петрографическому составу и ориентировке валунов, а также направление линейных форм рельефа в проксимальной зоне. Изолированные срединные массы (Лужский, Судомский и др.) также обтекались льдами. Не только дочетвертичный, но и докрестецкий рельеф существенно влияли на условия рельефообразования: на западе территории расчлененный рельеф способствовал омертвлению периферического покрова, поэтому здесь развиты формы, связанные с пассивным льдом, на востоке благодаря равнинной поверхности краевая часть ледника сохраняла активное состояние; здесь преобладают линейные формы.

Крестецкая стадия в известной степени явилась переломным моментом в деградации ледника. После нее собственно ледниковая аккумуляция уступает ведущую роль водно-ледниковой. Для заключительных стадий отступления ледника не характерны мощные краевые образования. Это может быть объяснено интенсивным вымыванием обломочного материала тальми водами, а также менее значительным поступлением его в связи с сокращением экзарационной деятельности ледника, вызванной общим уменьшением объема льда и площади, открытой ледником.

В это время проявляется новый рельефообразующий фактор — региональные приледниковые озера, которые не только непосредственно участвовали в формировании рельефа (возникновение обширных аккумулятивных озерно-ледниковых равнин, абразия), но и оказывали определенное влияние на положение ледникового края и характер краевых образований. В качестве примера можно привести краевую зону лужской

стадии с ее размытым обликом и извилистыми очертаниями, не обнаруживающими какой-либо зависимости от подстилающего рельефа. Интересно отметить, что лужские краевые образования отсутствуют в пределах Ильменско-Волховского понижения, т. е. там, где глубина озера была наибольшей, что, возможно, связано с всплыванием периферической части льда на этом участке. По мере сокращения уровня и акватории приледниковых водоемов уменьшалось и их воздействие на ледниковый край. Поэтому в невскую стадию распространение льдов определялось уже главным образом характером подстилающего рельефа; ее динамическая граница имеет сложные фестончатые очертания. После невской стадии процессы, непосредственно связанные с деятельностью ледникового покрова, ограничиваются пределами Балтийско-Ладожской впадины. Южнее уже началось формирование поверхности последнего, третьего, яруса (заложение гидрографической сети, образование золотых форм и т. д.).

Доголоценовый ярус рельефа Северо-Запада является в целом аккумулятивным; однако в период его формирования значительную активность имели и денудационные процессы, нередко заметно видоизменявшие первичную аккумулятивную поверхность. К ним относятся ледниковая экзарация, размыв рельефа талыми ледниковыми водами (краевые образования бологовской и едровской стадии), абразия позднеледниковых бассейнов (уступы и скаты, обширные площади выровненных моренных равнин в проксимальной зоне), термокарстовые, а также солифлюкционные и оползневые процессы, развивающиеся особенно интенсивно на последних этапах оледенения и способствовавшие общей нивелировке рельефа.

Период формирования доголоценового яруса характеризуется весьма значительной скоростью рельефообразования. За сравнительно непродолжительный отрезок геологического времени был создан мощный ярус рельефа, качественно отличный от предыдущего как в генетическом отношении, так и по морфологии. В целом преобразование поверхности I яруса свелось к заполнению и нивелировке ее отрицательных форм и росту положительных. Поэтому общая амплитуда и орографический план рельефа существенно не изменились, однако значительно возросла мелкая расчлененность его за счет холмистых и линейных аккумулятивных образований. Для подавляющей части территории поверхность II яруса рельефа является практически наблюдаемой поверхностью, поскольку формирование последнего, третьего, яруса еще находится лишь на первых стадиях своего развития.

Современный ярус рельефа распространен спорадически, на тех участках, где ледниковый рельеф был видоизменен в послеледниковое время речной эрозией и аккумуляцией, формированием речных дельт, озерно-аллювиальных, озерных и морских равнин, золотыми процессами, ростом торфяников и т. п. На территории Ленинградской, Псковской и Новгородской областей характер и распределение современных рельефообразующих процессов обусловлены в значительной степени поверхностью предыдущего яруса. Речные долины обычно следуют первичным уклонам ледникового рельефа, участки современной морской и озерной аккумуляции приурочены к областям былой озерно-ледниковой аккумуляции (Ильменская, Ладожская, Псковско-Чудская и другие котловины), образование озерно-аллювиальных равнин, как правило, имеет место там, где реки выходят из холмистой краевой зоны на равнину, т. е. уклоны резко уменьшаются (озерные разливы рек Ловати, Поломети, Мсты) и т. д. Величина роли новейших тектонических движений в формировании современного яруса рельефа пока неясна. Несомненно, однако, что они имели определенное значение в развитии

крупных озерных котловин Северо-Запада, о чем свидетельствуют локальные трансгрессии южных частей Псковского и Ладожского озер в бореальном и суббореальном периодах голоцена. Сопоставление характера современной береговой линии оз. Ильмень и устьевых частей впадающих в него рек также указывает на проявления неотектонических движений. Северо-западные берега озера являются абразионными, устья рек расширены на протяжении до 7—8 км, хотя разливы озера здесь охватывают полосу не шире 1,0—1,5 км; воронкообразный характер имеет также исток р. Волхова; внешний край дельты р. Мсты срезан и представляет собой продолжение северо-восточного берега озера, у дельты р. Шелони внешний край вогнутый; высота I надпойменной террасы р. Мсты понижается к устью до 5—6 м. В то же время восточный и юго-восточный берега оз. Ильмень на всем протяжении являются аккумулятивными; устьевые части рек слегка расширены в пределах заливаемой озером зоны; дельта р. Ловати значительно выдвинута в сторону озера (на расстояние 16—17 км); высота ее I террасы возрастает в нижнем течении до 8—9 м. Из всего сказанного следует, что в настоящее время происходит наступание оз. Ильмень на западное и северо-западное побережья, что вызвано перекосом Ильменской котловины.

Новейшие движения проявляются в искривлении тыловых швов озерно-ледниковых и речных террас, в изменении морфологии долины и характера эрозионных процессов на различных участках одной и той же реки, в рисунке гидрографической сети (Можаяев, 1966; Рукояткин, 1966). Наиболее чутким индикатором тектонических движений являются реки, однако они реагируют прежде всего на уклоны. Между тем, в пределах контрастного ледникового рельефа трудно ожидать за столь короткий срок существенной перестройки первичных уклонов, созданных ледниковой аккумуляцией; поэтому лишь там, где ледниковый ярус слабо развит, характер речной сети может определяться новейшими структурами. Можно согласиться с мнением Б. Н. Можаяева (1966), что на данной территории лишь наиболее интенсивно растущие локальные структурные формы третьего, реже второго порядка находят свое прямое отражение в рельефе, причем главным образом на равнинах.

В различных районах Северо-Запада обращает на себя внимание некоторое своеобразие черт речной и долинной сети: коленчатые изгибы крупных рек и их притоков, ориентированные в двух основных направлениях; составные долины, где на соседних участках резко изменяются параметры, морфология и направление долины, современные речные процессы; пересечение реками собственных водоразделов и т. д.

Иногда подобные аномалии связаны с развитием самих рек и изменением их базисов эрозии (явления перехватов и т. д.). Так, участок верхнего течения р. Луги некогда имел связь с Ильменским водоемом, а затем благодаря более низкому базису эрозии в Балтике был перехвачен левым притоком р. Оредеж. Поэтому р. Луга вблизи оз. Ильмень отклоняется к западу и, пересекая возвышенную краевую зону лужской стадии, направляется на север в Финский залив. В качестве другого примера можно привести составной характер долин левых притоков р. Шелони — рек Колошки, Иловенки и Боровенки. В верхнем течении, пересекая моренную равнину, они имеют хорошо разработанные V-образные и ящикообразные долины глубиной 10—20 м и шириной до 0,5 км, часто с террасированными склонами. Выходя в пределы озерно-ледниковых равнин, реки меандрируют в низких берегах высотой от 0,8 до 1,5 м; только вблизи р. Шелони водотоки снова обретают неглубокие (3—7 м) узкие долины. Эти особенности, видимо, связаны с тем, что долины верхних участков указанных рек сформировались еще в ледни-

ковое время относительно уровня приледникового озера, тогда как в низовьях эрозионные врезы являются современными.

В некоторых случаях эти явления, видимо, также указывают и на проявления новейших тектонических движений. Так, гидрографическая сеть юго-западного Приильменя, где мощность четвертичных отложений невелика, характеризуется строго выдержанной ориентировкой рек в двух взаимно перпендикулярных направлениях. К одной из таких линий приурочена система спрямленных участков рек Уды, Шелони, Северки и Переходы, протягивающаяся с юго-запада на северо-восток от пос. Чихачево до оз. Ильмень на расстоянии около 130 км; в ее пределах располагается местный водораздел, возможно, обусловленный ростом здесь локальной структуры. Б. Н. Можжев (1966) считает, что подобный рисунок речной сети связан либо с планетарной трещиноватостью, либо с тектоническими разрывными нарушениями. Следует подчеркнуть, что ориентировка долин совпадает с двумя основными направлениями трещиноватости палеозойских пород в этом районе. Весьма примечателен по характеру современных эрозионных процессов участок верхнего течения р. Луги, южнее ст. Батецкая. В этой долине в настоящее время почти повсеместно преобладает боковая эрозия и аккумуляция пойменного аллювия, о чем свидетельствуют ящикообразная форма долины и ее широкое (до 1,5 км) плоское днище, в пределах которого река интенсивно меандрирует. Исключение составляет участок протяженностью около 5 км, между деревнями Ожогин Волочек и Заполье, где, судя по V-образному поперечному профилю долины, слабому развитию поймы, прямолинейному течению реки в настоящее время преобладает глубинная эрозия. Ввиду отсутствия местных перегибов в продольном профиле реки данный локальный врез можно объяснить только ростом положительной структуры.

Различный характер долины может быть также обусловлен тем, что реки на отдельных участках используют ложбины стока талых ледниковых вод или доледниковые эрозионные формы. Подобными составными долинами характеризуются все крупные реки Северо-Запада (Ловать, Мста, Луга и др.). Иногда река почти на всем своем протяжении приурочена к доледниковой долине (реки Оять — Тукша). Однако подобные примеры довольно редки, и в целом вряд ли можно говорить об унаследованности современной эрозионной сетью древней. В этом отношении реки не представляют исключения из общего правила; современные процессы определяются поверхностью более древнего яруса, чем ледниковый, только там, где последний слабо развит. Поэтому лишь полупогребенные доледниковые долины влияют на их направление и характер. Следует сказать, что нередки случаи, когда современные водотоки обнаруживают видимую связь с древними долинами, несмотря на то, что последние полностью погребены под мощной толщей четвертичных отложений (р. Нева). Это явление обусловлено совпадением общего орографического плана ледниковой и доледниковой поверхности, в силу которого современные и древние реки использовали одни и те же уклоны. Там же, где в результате неравномерной ледниковой аккумуляции произошла полная перестройка уклонов, эта связь отсутствует. Иногда реки приурочены к доледниковым долинам, но благодаря смещению водоразделов они текут в обратном направлении (реки Луга, Оредеж).

В заключение следует подчеркнуть, что все вышеизложенное касалось лишь той части территории, которая относится к Русской платформе. В пределах Балтийского щита на протяжении всей истории развития рельефа, несмотря на весьма разнообразные физико-географические условия, преобладала денудация как результат постоянного об-

щего поднятия щита, сопровождаемого блоковыми движениями по линиям древних разломов. Поскольку Балтийский щит являлся областью питания покровных оледенений, ледниковый ярус рельефа, являющийся аккумулятивным на всей остальной территории, здесь представлен большей частью экзарационными формами. Соответственно и преобразование поверхности первого яруса в ледниковое время на щите имело иной характер, чем на платформе, и заключалось в сглаживании и нивелировке ее положительных форм и частичном заполнении отрицательных. Благодаря постоянному направленному влиянию тектонических движений рельефообразующие процессы в течение всех трех периодов развивались по одним и тем же линиям. Поэтому те элементы связи поверхностей различных ярусов, которые в платформенной части территории выражены довольно нечетко, на щите и в близлежащих к нему районах выступают весьма резко: приуроченность современных и древних долин к линиям тектонических нарушений, совпадение направлений трещиноватости кристаллических пород и линейных аккумулятивных форм рельефа и т. д. Новейшие тектонические движения здесь также проявляются более выразительно. Перекосы береговых линий озерно-ледниковых бассейнов, вызванные поздне- и послеледниковым поднятием щита, достигают нескольких десятков метров. О наличии молодой глыбовой тектоники свидетельствуют локальные повышения кровли озерных отложений и затопленные неолитические стоянки в районе Онежского озера (Бискэ, 1967), отдельные находки ленточных глин на абсолютных отметках 65—70 м на Карельском перешейке, в то время как площадь распространения этих осадков ограничивается высотами 30—40 м. Некоторые факты говорят о проявлении тектонических движений в ледниковое время. Так, у д. Снетково, в 5 км южнее г. Приозерска выявлена депрессия глубиной около 200 м. Нижняя часть разреза четвертичных осадков представлена 100-метровой толщей глин, отложившихся во время московского оледенения. Наличие такой мощной толщи однородных глинистых образований свидетельствует о прогибании этого участка в период осадконакопления. Указанная депрессия полностью заполнена четвертичными отложениями и не находит отражения в современном рельефе.

Территория Ленинградской, Новгородской и Псковской областей расположена на северо-западе Русской плиты, в пределах южного склона Балтийского щита и западной окраины Московской синеклизы. История ее геологического развития тесно связана с развитием этих крупнейших структур Восточно-Европейской платформы.

Накопленные к настоящему времени данные далеко неравноценно освещают различные части геологического разреза рассматриваемого региона. Чем моложе отложения, чем ближе залегают они в современной поверхности земли, тем лучше изучены. Однако даже и об архейско-протерозойском кристаллическом фундаменте имеется достаточно сведений, чтобы в общих чертах восстановить историю его формирования.

В длительной (более, чем 2 млрд. лет) истории развития Русской плиты можно выделить три основных этапа: этап консолидации кристаллического архейско-среднепротерозойского фундамента, верхнепротерозойский и палеозойско-кайнозойский этапы формирования осадочного чехла.

ЭТАП КОНСОЛИДАЦИИ АРХЕЙСКО-СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛИТЫ

На большей части рассматриваемой территории кристаллический фундамент залегает глубоко под мощной толщей осадочных отложений. Только на севере Карельского перешейка, в Выборгском и Приозерском районах, породы фундамента, в том числе и самые древние, обнажаются на современной поверхности. Поэтому представление об особенностях строения фундамента основано главным образом на результатах бурения многочисленных скважин и комплексных геофизических исследований.

Все имеющиеся данные позволяют утверждать, что структуры кристаллического фундамента на северо-западе Русской плиты являются продолжением региональных складчатых структур южной части Балтийского щита, комплексы слагающих фундамент пород в этих смежных регионах петрографически близки и синхронны.

На этом основании предполагается, что на северо-западе Русской плиты среди пестрого комплекса пород кристаллического фундамента наиболее древними — архейскими являются первичные осадочные породы, превращенные в гнейсы, сланцы и амфиболиты. Их абсолютный возраст (для гнейсов) устанавливается в интервале 2—3 млрд. лет. Они сложно дислоцированы, интродированы основной и кислой магмой, сильно изменены процессами донизнепротерозойского метаморфизма. Указанные породы обнаружены на трех крупных разобщенных участках, так называемых архейских массивах: Новгородском (Новгородско-Лужском), Олонецком (Олонецко-Оятском) и Пестовском, которые ви-

димо, были ядрами консолидации кристаллического фундамента. От осгальных, более молодых структур фундамента архейские массивы отграничены зонами глубинных разломов, маркирующимися линейными гравитационными и магнитными аномалиями, гравитационными ступенями и интрузиями постсвекофенских и карельских основных и кислых пород.

Уже в раннем протерозое архейские массивы были сильно переработаны свекофенской и карельской (ранней стадии) складчатостью.

После архейского складкообразования наступил преднижнепротерозойский перерыв в осадконакоплении и глубокий размыв древних сооружений. На размытой поверхности сформировались коры выветривания, остатки которых обнаружены в ряде разрезов.

В раннем протерозое (начавшись, видимо, еще в архее) завершилось формирование двух основных постархейских систем складчатости: свекофенской и карельской, связавших жесткие архейские массивы между собой.

Вопрос о возрасте и соотношении свекофенской и карельской складчатых систем, а также слагающих их комплексов осадочно-вулканогенных пород является и сейчас остродискуссионным.

Большинство исследователей считают свекофениды образованиями более древними, чем карелиды, определяя их возраст как верхнеархейский. Данные измерений абсолютного возраста (Полканов, Герлинг, 1961 г.; Кратц, 1961 и др.) указывают на почти одинаковый возраст свекофенид и ранних карелид. Однако структурные соотношения этих складчатых систем позволяют (по данным геофизических исследований) принять для свекофенид более древний возраст. Есть основания предполагать (Зандер и др., 1967), что свекофениды вместе с Новгородским архейским массивом составляли ко времени карельской складчатости единый массив. Геофизические данные показывают также, что свекофениды на западе граничат с Белорусско-Эстонской зоной поздних карелид, которые в районе г. Пярну срезают складки свекофенид. Кроме того, свекофенская и карельская складчатые системы ориентированы существенно различно: первые имеют субширотное простирание, а вторые субмеридиональное и только в районе Великих Лук приобретают широтное простирание.

Выше упоминалось, что в раннем протерозое происходила интенсивная переработка архейской складчатости, в результате чего крупнейший Олонецко-Оятский архейский массив, обрамленный зонами карелид (Онежской на северо-востоке, Куоло-Панаярвинской на севере, Восточно-Финляндской на западе и Ладожской на юго-западе), оказался полностью переработанным раннепротерозойской складчатостью. Более того, данные геофизических исследований позволяют предположить, что уже ко времени раннекарельской складчатости Олонецко-Оятский и Пестовский архейские массивы были консолидированы в единый массив.

Геосинклинальные условия существовали на рассматриваемой территории и в среднем протерозое, в основном в пределах так называемой Белорусско-Эстонской зоны карелид (поздние карелиды). Эта зона состояла из двух синклинорных ветвей, разделенных антиклинорием, ядро которого сложено гнейсами гатчинской серии и архей-нижнепротерозойскими (свекофенскими) гранитами. Среднепротерозойские амфиболиты, чарнокиты, чарнокитизированные парагнейсы формировались предположительно в синклинориях (Тихомиров, 1966 г.).

Позднекарельская складчатость вызвала значительную переработку Новгородско-Лужского архейского массива по всей его западной периферии и завершила консолидацию кристаллического архейско-среднепротерозойского фундамента.

К завершающей стадии развития карелид принято относить формирование мощной толщи кварцитов и кварцито-песчаников иотнийской серии юго-западного побережья Онежского озера, считая их вместе с тем верхнепротерозойскими.

До недавнего времени верхнепротерозойский возраст этой толщи ни у кого не вызывал сомнений. Представление о ее синхронности с иотнийскими образованиями Швеции, выдвинутое В. Рамсеем (1902), было поддержано многочисленными исследователями во главе с В. М. Тимофеевым и А. А. Полкановым.

В последние годы ряд исследователей (А. И. Кайряк, 1966 г.; Шуркин, 1968; М. А. Гилярова, 1969 г. и др.), основываясь на данных определения абсолютного возраста, сочли необходимым отнести рассматриваемую толщу к верхам среднего протерозоя. По этим данным возраст иотнийских образований Швеции составляет 1200—800 млн. лет, Финляндии 1300—1150 млн. лет и юго-западного Прионежья 1960—1600 млн. лет (А. В. Полканов, Э. К. Герлинг, 1958 г.; Тугаринов и др., 1963; Герлинг, Лобач-Жученко и др., 1965, 1966).

Вопрос о возрасте толщи кварцито-песчаников юго-западного Прионежья еще окончательно не решен. Поэтому в данном томе нашли отражение обе приведенные точки зрения. В настоящем разделе иотнийская кварцито-песчаниковая толща отнесена к низам верхнего протерозоя, т. е. ко времени начала формирования осадочного чехла Русской плиты.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Особенности размещения верхнепротерозойских отложений и их существенно кварцевый состав свидетельствуют о том, что в период, предшествующий их накоплению, южная окраина Балтийского щита представляла собой приподнятую область, на поверхности которой преобладали процессы субаэрального выветривания, денудации и сноса.

В иотнийское время рассматриваемая территория была частью обширного морского водоема, терригенные осадки которого заполнили неглубокие депрессии на пенепленизированной поверхности складчатого доиотнийского основания.

На отдельных участках, в зоне складчатых сооружений карелид, они накапливались во впадинах более глубокого заложения (грабен-синклинали), возникших в результате постумных тектонических движений. Здесь (Западно-Онежская «синеклиза», Крестецкий прогиб) иотнийские отложения и сохранились до настоящего времени.

Повсеместно на данной территории и в районах, где описаны их аналоги, иотнийские кварцито-песчаники сложены преимущественно тонкозернистым, хорошо сортированным материалом. В них четко выражена первичная слоистость преимущественно прибрежно-морского и прибрежно-дельтового типов; на поверхностях слоистости прекрасно сохранились знаки ряби волнений и даже следы ползания проблематичных морских организмов (Гарбар, 1969). При этом следует подчеркнуть отчетливое ритмичное строение толщи. Все это не оставляет сомнений в прибрежно-морских, шельфовых, мелководных, а на отдельных участках в дельтовых условиях накопления отложений иотнийской серии. Поэтому с утверждением К. О. Кратца (1960) о том, что особенности иотнийских толщ Карелии позволяют рассматривать их в качестве «поздних моласс карелид», согласиться трудно.

Пока открытым остается вопрос о палеогеографическом положении зоны распространения возможных карбонатных осадков более глу-

боких частей иотнийского моря, следы ингрессии которого отмечаются в средней части разреза шокшинской свиты (средняя «карбонатсодержащая» пачка по Д. И. Гарбару). В связи с этим высказывается предположение, не являются ли остатками указанного моря карбонатные породы, окружающие Шокшинско-Каменноборский массив по его восточной и северной периферии от Саминского погоста в Вытегорском районе через о. Южный Олений и Кузаранду до центральной Карелии, относимые ныне к среднему протерозою.

Накоплению следующего по времени комплекса платформенных осадков — рифейского предшествовал длительный (200—300 млн. лет) период континентальной денудации и субэразального выветривания в условиях слабых поднятий, чередующихся с опусканиями. К концу этого периода вновь активизировались тектонические движения и прежде всего в зоне карельской складчатости, в пределах которой начали формироваться три крупных прогиба: Оршанский, Крестецкий и Ладожский. Прямая связь между этими прогибами не установлена, но геофизические данные позволяют предполагать возможность такой связи.

По мере развития прогиба заполнялись преимущественно грубозернистыми, кластогенными осадками, образовавшими слоистую толщу, состоящую из конгломератов, окварцованных песчаников и алевролитов мощностью в несколько сот метров. В Крестецком прогибе рифейские отложения залегают непосредственно на кварцито-песчаниках, аналогичных по своим петрографическим особенностям шокшинским (А. Н. Гейслер, 1960 г., скважина Крестецкая 2-Р, глубина 1830 м), а на Онежско-Ладожском перешейке рифейские и иотнийские (?) породы распространены в непосредственной близости друг к другу, в одной структурной зоне. Это обстоятельство позволяет предполагать родственность условий их накопления и формирования; тем более, что рифейские отложения близки к иотнийским и по своим литологическим особенностям — в них также отмечаются красноцветность, косая слоистость прибрежного типа, волнистая слоистость волноприбойной ряби, пестрота гранулометрического состава осадков, отчетливая цикличность в строении разреза, связанные с мелководными условиями накопления.

На прибрежно-морское происхождение рифейских отложений указывает также повышенная карбонатность (карбонатный и железисто-карбонатный цемент в песчаниках) в отдельных участках крестецкого разреза и наличие слоя доломитизированного известняка, мощностью 3 м, в разрезе приозерской свиты в Ладожском прогибе (скважина Яблоновка на Карельском перешейке). Вместе с тем во всех изученных разрезах отчетливо прослеживается нарастание (снизу вверх) глубинности осадков и, таким образом, расширение площади рифейского морского бассейна, прибрежная зона которого со временем, видимо, захватила прилегающие к прогибам пространства, бывшие ранее областью сноса.

С резким контактом залегают на верхнерифейских породах отложения вендского комплекса, абсолютный возраст которых составляет 560—650 млн. лет.

Входящие в состав этого комплекса отложения волынской и валдайской серий настолько значительно отличаются друг от друга по вещественному составу, по текстурным и структурным особенностям и, наконец, по условиям залегания и распространения, что рассматривать их можно только раздельно.

Волынские осадки, так же как и рифейские, накапливались в Крестецком и Ладожском прогибах, которые после этого по существу закон-

чили свое обособленное развитие, продолжавшееся более 1 млрд. лет. Таким образом, волынское время соответствовало заключительной стадии в развитии этих прогибов, которая ознаменовалась проявлениями вулканизма, связанными с активизацией тектонических движений. Основным участком активной вулканической деятельности в волынское время считалась западная часть Оршанского прогиба (Брунс, 1966). Незначительные проявления вулканизма известны в разрезах верхнедокембрийских пород в Крестецком прогибе. Но в разрезах волынской серии в Ладожском прогибе (Западное Приладожье) никаких следов вулканической деятельности обнаружено не было.

В 1966—1969 годах Северо-Западное геологическое управление провело комплексные геологосъемочные и геофизические исследования в юго-восточном Приладожье. Было установлено (Ю. И. Гречко, А. С. Яновский, 1970 г.), что этот район расположен в пределах Ладожского прогиба (Пашский грабен) и среди развитых здесь пород волынской серии вулканогенные образования развиты не менее широко, чем в Оршанском прогибе. По всей видимости, в первую половину волынского времени Ладожский, Крестецкий и Оршанский прогибы образовали как бы единое полукольцо вулканической активности.

Волынская серия отличается от подстилающих ее отложений не только присутствием базальтов, туфов, туфобрекчий и туфопесчаников. Она сложена более грубым, почти неокатанным и плохо сортированным обломочным материалом. Кроме того, в породах нижней части разреза на отдельных участках весьма значительно (до 70%) содержание полевых шпатов.

Эти особенности отложений волынской серии свидетельствуют о значительной тектонической активности в зоне их накопления, о блоковых подвижках фундамента большой амплитуды и о сильно расчлененном рельефе. Грубый, плохо сортированный материал, слагающий толщу незакономерно переслаивающихся конгломератов и алевролитов, накапливался, по-видимому, в условиях конусов выноса, предгорных шлейфов и на отдельных участках — аллювиальных равнин. Это подтверждается также и характером наблюдающейся в волыньских отложениях косої слоистости. По своим морфологическим особенностям и генезису они значительно ближе к молассам, чем шокшинские или каменноборские кварцито-песчаники.

В соответствии с унифицированной стратиграфической схемой время формирования валдайской серии рассматривается как завершающая стадия позднего протерозоя. Поэтому валдайская серия объединена с волынской в едином вендском комплексе.

Однако накопленные к настоящему времени данные, в том числе и результаты исследований в юго-восточном Приладожье, показывают, что начало накопления валдайских отложений на северо-западе Русской плиты знаменует наступление нового этапа геологического развития этой мегаструктуры, продолжающегося в кембрийское и более позднее время. В целом этот этап охватывает весь палеозой и кайнозой.

ПАЛЕОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Геологическое развитие северо-запада Русской Плиты в течение палеозойского и кайнозойского времени характеризовалось следующими главными особенностями:

1. Формирование осадочного чехла было связано не со складчатой зоной карелид, а с развитием главной структуры Русской плиты — Московской синеклизы.

2. Процессы осадконакопления подчинялись основной закономерности — трансгрессивно-регрессивной цикличности¹. Накопление осадков происходило в прибрежно-континентальной и прибрежно-морской зонах эпиконтинентальных морей.

3. Состав осадков был преимущественно песчано-глинистый и карбонатный с широким распространением органогенных образований, при почти полном отсутствии вулканогенных.

Все эти особенности формирования осадочного чехла являются выражением господствующего в палеозое и кайнозое тектонического режима периодических эпейрогенических колебаний отдельных крупных массивов территории Русской плиты (или соответствующих блоков кристаллического фундамента).

Начальной стадии формирования осадочного чехла в новых структурно-геологических условиях отвечают в алдайска и балтийская серии, залегающие в основании разреза палеозойских отложений на северо-западе Русской плиты.

В настоящем очерке валдайские и балтийские отложения «противозаконно» объединены, для того чтобы подчеркнуть близость их вещественного состава, отсутствие перерыва и сходство палеогеографических условий в период их накопления и формирования, а также общие их отличия от ниже- и вышележащих отложений.

От подстилающих волынских и рифейских валдайские и балтийские отложения отличаются преимущественно алевритово-глинистым составом — сероцветностью, восстановительной средой осадконакопления, о чем свидетельствует присутствие пирита, сидерита и сапропелевых пленок, и широким, почти повсеместным распространением (осадки эпиконтинентального моря). От ордовикских и других вышележащих отложений они отличаются полным отсутствием карбонатных пород, а также сероцветностью, алевритово-глинистым составом и чрезвычайной бедностью органическими остатками.

Многие геологи, изучавшие валдайские и балтийские отложения в западных районах Русской платформы, указывают, что исходя из принципов фациально-циклического анализа их следует рассматривать как единый крупный и сложный цикл осадконакопления (см. главу «Стратиграфия»).

На территории Северо-Запада ранние валдайские отложения, предшествующие гдовским, отсутствуют. В то время, когда в центральной части Московской синеклизы шло их накопление (редкинский комплекс?), здесь, на южном склоне Балтийского щита, сохранялись условия субаэрального выветривания, денудации и сноса. Море располагалось значительно восточнее, охватывая Верхне-Волжский бассейн («Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы», 1961). Только к концу котлинского времени валдайское море покрыло всю территорию рассматриваемого региона (Мянниль, 1960; Орвику, Кальо, 1960; Соколов, 1964).

В разрезе отложений, накопившихся в течение валдайского времени, четко выделяются два неполных (размыты регрессивные части) цикла, соответствующие гдовскому и котлинскому горизонтам. Вещественный состав пород, их текстурные особенности и последовательность наложения свидетельствуют о том, что процесс осадконакопления шел в условиях сравнительно мелководного эпиконтинентального моря с неустойчивым режимом. Наблюдаемый на отдельных участках размыв

¹ В четвертичное время процессы осадконакопления были связаны преимущественно с экзарационно-аккумулятивной деятельностью неоднократно наступавшего покровного ледника.

регрессивной части гдовского цикла, возможно, обусловлен кратковременным поднятием южного склона Балтийского щита и дна морского бассейна.

Значительно менее четко выражен размыв на границе валдайской и балтийской серий. В Ленинградской области в подавляющем большинстве разрезов отмечается постепенный переход от котлинских (ляминаритовых) к ломоносовским (надляминаритовым) отложениям, выраженный переслаиванием глин и песчаников.

В балтийское время, судя по характеру отложений, условия формирования осадков, по-видимому, мало отличались от валдайских. Но контуры бассейна седиментации заметно изменились. Произошло сокращение восточной его части и в то же время значительно расширилась и углубилась западная. Вследствие этого впервые эпиконтинентальное море Восточно-Европейской платформы соединилось с Польско-Скандинавским морем через северную Прибалтику.

Дифференцированные подвижки отдельных блоков фундамента привели к завершению формирования двух крупных выступов — Локновского и Польско-Литовского (Белорусский выступ). В то же время в зонах древних прогибов и, в частности, в Крестецком прогибе в ломоносовское время отмечается тенденция к погружению, выразившаяся в заметном увеличении мощности соответствующих отложений.

В послепиритасское время кембрийское море навсегда покинуло Восточно-Европейскую платформу, передвинувшись к западу. И лишь в течение тискреского времени в северо-западной части Московской синеклизы сохранялся еще мелководный замкнутый (типа отшнурованного лимана) бассейн, окруженный пониженной, временами заливавшейся равниной.

В конце среднего и весь поздний кембрий северо-западная часть Русской плиты была областью континентальной денудации. И лишь отдельные ее части, примыкающие к Балтийскому и Украинско-Воронежскому щитам, по-видимому, являлись аллювиальными равнинами.

Завершая описание валдайско-балтийской стадии геологического развития данного региона, следует отметить правильность вывода, сделанного А. Н. Гейслером (труды ВСЕГЕИ, т. 110, 1967, стр. 7—35): «Развитие Валдайско-Балтийского бассейна представляет единый очень постепенный и последовательный процесс, который лишь время от времени осложнялся сравнительно небольшими задержками, кратковременными отступлениями бассейна и континентальными перерывами в его краевых зонах».

Следующая стадия формирования осадочного чехла характеризуется геолого-историческими событиями, происходившими в ордовикском периоде.

Развитие Восточно-Европейской платформы в это время было связано с развитием Скандинавско-Балтийского бассейна, тогда как большая часть территории Московской синеклизы входила в состав возвышенной суши — Балто-Сарматского континента.

В ордовикскую стадию впервые в истории рассматриваемого региона на обширных площадях накапливались осадки нормального морского бассейна с богатой органической жизнью, а сформировавшиеся в результате известняки и доломиты были первыми породами этого типа в разрезах осадочного чехла.

Ордовикская стадия формирования осадочного чехла представляла собой законченный трансгрессивный цикл (мегацикл) осадконакопления. Море трансгрессировало в пределы Восточно-Европейской платформы с запада, образовав вследствие начавшегося опускания этой части территории сравнительно широкий залив, простиравшийся в ши-

ротном направлении до района г. Вологды. Трансгрессия развивалась стремительно и уже к концу своей первой (тремадокской) фазы достигла пределов распространения тискресского (ижорского) бассейна.

В течение тремадока здесь шло накопление терригенных, преимущественно песчано-глинистых осадков. Плохая сортировка материала, сравнительная грубозернистость его, наличие гравийных прослоев, косая слоистость прибрежно морского типа, плохая сохранность фаунистических остатков (скопления битой ракуши, оболочковые конгломераты) — свидетельствует о том, что осадконакопление в начале тремадока (пакерортское время) происходило в мелководном бассейне с неустойчивым режимом и активной динамикой течений.

Во впадинах морского дна, на участках, защищенных от волнений, накапливался более тонкий отмученный материал, насыщенный остатками граптолитов и оболочков, преобразованный последующими процессами в диктионемовые сланцы. По мере углубления бассейна площадь распространения и мощность тонких глинистых осадков увеличивалась. Особенно заметно углублялась восточная часть бассейна, о чем свидетельствуют значительные мощности (до 100 м) отложений тремадокского яруса и, в частности, диктионемовых сланцев в районе городов Валдая, Крестцов и Пестово.

В конце пакерортского времени в результате кратковременной регрессии моря ордовикский залив оказался почти полностью изолированным от основного бассейна. Только узкий пролив в полосе современного Финского залива и северной Эстонии соединял их, а вся территория восточной Прибалтики превратилась в прибрежную равнину, лишь временами заливающуюся морем.

В позднем тремадоке ордовикское море вновь, и еще более мощно, вторгается в пределы Восточно-Европейской платформы, достигнув самых дальних пределов своего распространения. В начале этой фазы, когда залив, видимо, еще не полностью открылся и в нем сохранялась слабовосстановительная или нейтральная среда, накапливались осадки песчано-глинистого состава, обогащенные глауконитом (глауконитовый песчаник и др.). Повсеместное распространение последних свидетельствует о стабильности режима осадконакопления в лэетское время. По мере расширения и углубления залива в конце лэетского времени началось накопление глинисто-карбонатных, а затем и карбонатных осадков. Углубляясь, залив становился все более открытым. Но даже небольшие, кратковременные подъемы территории превращали его в почти полностью отшнурованную лагуну. Соответственно менялся и химизм среды осадконакопления со слабо восстановительной на нейтральную или окислительную, и наоборот.

Достаточно четко прослеживается это в разрезе волховского горизонта. Известняки нижней его части, образовавшиеся в условиях относительного мелководья, обогащены глауконитом, в средней (более глубоководной) части разреза известняки чистые, а в верхней, соответствующей кратковременной регрессии моря, они вновь обогащены глауконитом. Регрессия была вызвана частичным подъемом территории Восточной Прибалтики и Белорусского выступа. Снова возник «перешеек» (Латвийская седловина) между Польско-Скандинавским морем и заливом, проросшая существовавший до конца раннего ордовика.

В кундское время несколько расширила свои границы восточная окраина залива вследствие очередного опускания этой части территории. В бассейне продолжали накапливаться известковые осадки, обогащенные карбонатом железа. Привнос терригенного материала резко сократился.

Среднеордовикское эпиконтинентальное море на Восточно-Европейской платформе не отличается существенно от нижнеордовикского. Широкий залив лишь немного сократился по площади. Но по-прежнему более глубоководной, хотя и с неустойчивым режимом осадконакопления оставалась его восточная часть. Среди таллинских, кукерских и идаверских глинистых известняков, доломитизированных известняков и доломитов наблюдаются многочисленные прослой глини и мергелей, нередко обогащенные раковинным детритом.

В кукерское и в начале идаверского времени в западной части бассейна (район городов Сланцы и Гдова), в относительно стабильных, но менее глубоководных условиях, отличавшихся восстановительной средой накапливались своеобразные тонкие органогенно-глинистые осадки, преобразованные затем в горючие сланцы — кукерситы. Позднее, уже в начале иевского века, аналогичные осадки накапливались в более восточных частях бассейна, в районе г. Чудово.

Со второй половины среднеордовикской эпохи началась медленная всеобщая регрессия ордовикского моря. Залив превратился в полузамкнутую мелководную лагуну с ненормальной соленостью, в которой накапливались преимущественно доломитовые осадки, обогащенные терригенным материалом (кегельские алевроитовые доломиты).

Регрессивная фаза развития ордовикского бассейна продолжалась в течение всего позднего ордовика. Уход моря из пределов описываемой территории был вызван общим подъемом Балто-Сарматского континента.

В везенбергское время ордовикский залив простирался на восток еще достаточно далеко, достигая, видимо, района г. Пестово. Но уже к пиргускому времени его восточная окраина сместилась к западу до долготы г. Порхова.

В течение позднего ордовика в сокращающемся бассейне продолжали накапливаться карбонатные отложения. Сначала это были довольно чистые, афанитового сложения известняки и однородные мелкозернистые доломиты. В дальнейшем, по мере развития регрессии, стали формироваться карбонатно-терригенные и существенно терригенные отложения (горизонты пиргуский и поркунский).

К концу позднего ордовика море почти полностью оставило пределы северо-запада Русской плиты.

Ордовикская стадия развития рассматриваемой территории примечательна не только специфическими условиями формирования и накопления осадков, но и мощным расцветом органической жизни. Особенно богат и разнообразен был животный мир в среднеордовикском бассейне. Кроме уже ранее существовавших трилобитов, брахиопод, граптолитов и моллюсков, здесь появились многие виды мшанок, остракод, ругоз, табулят, строматопороидей и др. Однако уже к концу среднего ордовика вследствие начавшейся регрессии и повышения солености бассейна произошло заметное обеднение видового состава фауны. Дальнейшее расширение регрессии (в поркунское время) привело к полному вымиранию остаточной ордовикской фауны: оболид, орто- и эндоцератит, многих трилобитов и др.). Продолжали развиваться лишь те группы животных, которые достигли своего расцвета в последующие геологические эпохи — замковые брахиоподы, ругозы, табуляты, мшанки, остракоды и др.

Силурийские отложения в пределах Ленинградской, Новгородской и Псковской областей неизвестны. Но вряд ли это означает, что они не были здесь развиты и, видимо, прав М. Э. Янишевский (1948), говоря: «Более вероятно, что они были и на территории Ленинградской области, но эродированы перед отложением среднего девона».

Анализ палеогеографических данных показывает, что в раннем силуре на Северо-Западе в значительной мере сохранялись условия, господствовавшие в позднем ордовике. Море покидало западную часть Восточно-Европейской платформы, уходя в пределы вновь формировавшейся Балтийской синеклизы. Однако оно занимало еще не только восточную Прибалтику, но и западные районы Псковской и Ленинградской областей.

Ландоверийское море было типично эпиконтинентальным. Оно оставило сравнительно небольшой мощности (50—100 м) отложения, характерные для краевой части шельфа: глинистые известняки и доломиты с богатой фауной кораллов, брахиопод, трилобитов и остракод.

В конце венлокского века восточная окраина отступающего на запад моря вышла из пределов рассматриваемой территории, что привело к еще большему разрастанию Балто-Сарматского континента.

С конца венлока и до начала живетского века северо-западная часть Русской плиты была возвышенной, равнинной территорией, с тенденцией к поднятию, особенно усилившейся в раннем девоне.

Эта стадия развития Русской плиты в целом может характеризоваться как геократическая. На обширных пространствах господствовали процессы субаэрального выветривания, континентальной денудации и сноса обломочного материала в пониженные участки и в геосинклинальные впадины, окаймляющие плиту.

Девонская стадия формирования осадочного чехла на северо-западе Русской плиты связана с возобновившимся погружением Московской синеклизы. Раннегерцинский тектогенез обусловил коренное изменение структурного плана Восточно-Европейской платформы, и если в ордовике и частично в силуре Московская синеклиза была открыта на запад, то в девоне она была обращена на восток.

В раннедевонскую эпоху территория северо-запада Русской плиты представляла собой область континентального размыва и сноса. Она испытывала поднятие почти до самого конца эйфельского века и была вследствие этого сильно расчленена процессами денудации. Об интенсивности денудации свидетельствует залегание живетских отложений на разновозрастных образованиях ордовика и кембрия, а также наличие в основании их разреза базального конгломерата.

С позднеэйфельского времени в результате начавшегося прогибания Московской синеклизы обширные пространства суши стали превращаться в прибрежные равнины. Море наступало в основном из районов Печорской впадины, верхнего Прикамья и Прикаспийской впадины.

В живетский век среднедевонская трансгрессия, развиваясь главным образом с юго-востока, достигла самых дальних своих пределов, включая Белоруссию и Прибалтику.

В начальную фазу этой трансгрессии, в пярнуское время, море достигло широт городов Крестцы — Пестово. Отсюда оно ингрессировало по понижениям доживетской поверхности в северо-западном направлении, образуя периферические, лагунообразные водоемы, в которых в условиях мелководья и неустойчивого режима накапливались разнозернистые кварцевые пески (60 м).

Дальнейшее развитие живетской трансгрессии, в наровское время, привело к распространению прибрежно-морских условий почти на всю рассматриваемую территорию, исключая ее северные и северо-восточные районы.

В наровском бассейне отчетливо прослеживаются две зоны седиментации. Севернее линии Старая Русса — Валдай — Пестово — Вологда, в зоне, простирающейся вдоль южного склона Балтийского щита,

накапливались карбонатно-магнезиальные и глинистые осадки. К югу от перечисленных пунктов формировались осадки, типичные для засоленных лагун: сульфатные соли, карбонатно-магнезиальные и весьма редко глинисто-известковистые осадки с очень обедненным комплексом фауны (филлоподы, лингулы, рыбы и др.).

Область открытого моря располагалась значительно восточнее, в центральной части Московской синеклизы, что фиксируется не только увеличением мощностей (от 25—30 до 150—200 м), но и повышением степени карбонатности пород.

В конце наровского времени началось общее воздымание западной, периферической части территории, что привело к осушению лагунных водоемов на северо-западе Русской плиты и превращение их в низинные, участками заболоченные равнины.

В тартуское время в пределах этих равнин накопились значительные толщи (до 200 м) красноцветных песков с прослоями и линзами глин и несортированных песков с галькой и гравием, с косой слоистостью эолового, дельтового и аллювиального типа.

В восточной и юго-восточной частях региона, южнее линии Будогощь — Бабаево и восточнее Новгорода — Великие Луки, сохранились условия, близкие к господствовавшим на территории в наровское время. Здесь в разрезах тартуских отложений среди песков наблюдаются прослои опесчаненных доломитов, мергелей, карбонатных глин с многочисленными остатками панцирных рыб и харовых водорослей.

Франкий век ознаменовался крупнейшей в девонском периоде трансгрессией, захватившей к концу среднефранского времени весь регион. Однако трансгрессия развивалась пульсационно, и даже кратковременные подъемы равнинной территории превращали ее в континентальную сушу. Периоды обводнения и осушения территории чередовались неоднократно, что привело к накоплению ритмично построенных толщ осадочных отложений, особенно характерных для Главного девонского поля.

В развитии франской трансгрессии отчетливо выделяются четыре фазы. Первая, наиболее полная, проявилась в швентойское и саргаевское (псковско-чудовское) время. Распространяясь с востока и юго-востока, море в это время охватило всю территорию Главного девонского поля. Даже в самой северной (Прионежской) периферийной его части были обнаружены прибрежные терригенные отложения с остатками морских брахиопод псковско-чудовского возраста.

Образовавшийся морской бассейн имел незначительную глубину в несколько десятков метров, сравнительно устойчивый режим и нормальную соленость. Вместе с тем тонкое переслаивание известняков, мергелей, глин и конгломерато-галечниковых прослоев в разрезах псковско-чудовских отложений свидетельствует о частых мелкоамплитудных подвижках морского дна и соответствующих изменениях контуров береговой линии бассейна. Его периодическое отмеление отмечается также скоплениями остатков известковых водорослей (типа онколитов), брахиоподовыми банками и т. п.

Наиболее глубоководная часть псковско-чудовского бассейна располагалась в западной части описываемой территории (бассейн р. Великой). Здесь накапливались относительно чистые, реже глинистые, известковистые осадки, переполненные остатками брахиопод, кораллов и строматопороидей.

Изменение положения береговых линий каждой последующей трансгрессии отражает начавшуюся общую регрессию девонского моря. Поэтому вторая фаза развития франской трансгрессии — семилукская (свинордская) охватывала уже значительно меньшую площадь. Вся

северная часть территории (бассейны рек Сяси, Ояти, Свири) превратилась в прибрежно-континентальную равнину, область интенсивного накопления обломочного материала.

Еще более ограниченные площади франское море занимало в берегскую и верхневоронежскую трансгрессивные фазы.

Напротив, все более продолжительными, охватывавшими более обширные площади и более отчетливо выраженными, становились регрессивные фазы. Особенно ярко это видно при сравнении явлений регрессии в позднечудовское и ильменское время с нижневоронежскими (снежско-надснежскими). В первом случае море мелело, отдельные его участки отшнуровывались, засолялись, заполнялись сульфатно-магнезиально-карбонатными осадками с большой примесью терригенного материала, но оно занимало еще довольно значительные площади в южной части территории (бассейн рек Великой и Ловати). Во втором случае, т. е. в нижневоронежское время, в результате регрессии вся обширная территория Главного девонского поля превратилась в озерно-аллювиальную равнину, развивавшуюся в существенно аридных условиях. Небольшие опускания вызывали кратковременные ингрессии отступившего на юго-восток моря. Эти ингрессии оставили в толще терригенно-континентальных отложений маломощные прослои известковистых песчаников и алевролитов. Общая мощность нижневоронежских отложений, достигшая 1,5—2 сот метров, свидетельствует о значительной продолжительности регрессивной фазы.

В течение франского века сравнительно устойчивый морской режим сохранялся только в южной, а к концу его в юго-восточной части региона. В пределах же южного склона Балтийского щита даже незначительные поднятия приводили к господству континентальных условий.

Начавшаяся общая регрессия верхнедевонского моря продолжала развиваться и в фаменском веке. Море все дальше отступало в юго-восточном направлении. Даже в моменты двух, наиболее значительных за это время трансгрессий — чимаевской и биловской — оно, по всей видимости, не заходило западнее и севернее линии Великие Луки — Новгород — Тихвин — Белозерск.

Относительно устойчивый морской режим сохранялся до наступления каменноугольного периода только в крайней юго-восточной части региона, в пределах Боровичско-Угловского, Валдайского и Демянского районов, но и здесь бассейн был мелководным, полузамкнутого, лагунного типа с резко повышенной соленостью, на что указывают образовавшиеся здесь доломиты и доломитовые мергели. К западу и северозападу от него простиралась прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем. Возможно, далее к северу она переходила в аллювиальную или озерно-аллювиальную равнину. Развитие красноцветных и пестроцветных отложений свидетельствует об аридном и субаридном климате.

Поднятие территории в франско-фаменское время было не только пульсационным, но и дифференцированным как по площади, так и во времени. Первыми испытали поднятие северные участки, непосредственно прилегающие к Балтийскому щиту. Это произошло в конце франского века, возможно в верхневоронежское время. А крайние юго-восточные участки стали подниматься только в последанковское время.

Поднятие Балтийского щита в конце позднего девона привело к окончательному обособлению бассейнов, располагавшихся в пределах Московской синеклизы и Польско-Литовской впадины, и определило северо-восточное простирание западного крыла Московской синеклизы. Оно сопровождалось также возобновлением тектонической активности в зонах поздних карелид, что выразилось в формировании по всей пери-

ферии южного и юго-восточного склонов Балтийского щита «пояса» куполовидных и валообразных структур в верхнедевонских породах (Псковские структуры, структуры района оз. Ильмень, Вино-Зайцевская структура, Окладневский вал, Кильозерский вал и др.). Появлением этих новых структур завершилась девонская стадия формирования осадочного чехла на северо-западе Русской плиты.

Девонский период характеризуется интенсивным развитием органической жизни. Неоднократные смены моря и суши привели к неоднократному обновлению фаун (в саргаевское, семилукское, бурежское, верхневоронежское и лебедянское время) и к возникновению среди них узкоадаптированных групп. Особенно примечательно появление обширной группы позвоночных — рыб и среди них пресноводных двоякодышащих и кистеперых форм.

Растительность была представлена преимущественно водорослями. Наземная растительность сравнительно широко распространилась лишь в конце периода.

Каменноугольная стадия геологического развития Русской плиты, хотя и наследует основные тенденции девонской стадии, но вместе с тем и заметно отличается от нее. Главное отличие состоит в том, что начиная с раннего карбона большая часть территории Ленинградской, Псковской и Новгородской областей представляла собой сушу. Каменноугольное море даже в самые оптимальные моменты развития трансгрессии не продвинулось на запад далее линии рек Волхов — Ловать. Существенно изменился и климат с аридного или субаридного на влажный субтропический, что вызвало бурное развитие наземной флоры и коренное изменение вещественного состава осадков, накапливавшихся как на суше, так и в морском бассейне.

Тектонический режим не претерпел особых изменений. В целом каменноугольная стадия формирования осадочного чехла являлась законченным трансгрессивно-регрессивным мегациклом осадконакопления, осложненным неоднократными ритмическими (циклическими) изменениями направленности осадочного процесса, связанными с пульсационными эпейрогенетическими движениями в краевой зоне бассейна.

Эта часть каменноугольного морского бассейна, охватывающая его западные прибрежную и шельфовую зоны, именуется северо-западной окраиной Подмосквовного каменноугольного бассейна.

Начавшаяся в позднем девоне регрессия моря, вызванная общим подъемом западной периферии Русской плиты, продолжалась и в турнейский век.

Она развивалась постепенно, без перерывов, в условиях преемственности палеогеографической обстановки осадконакопления. Однородность генетических типов осадков, накопившихся в позднефаменское и раннетурнейское время, а также почти полное отсутствие определенных остатков фауны и флоры вызывают затруднения в установлении стратиграфического положения границы между девонской и каменноугольной системами.

В начале турнейского века, в течение лихвинского времени, мелководный засоленный залив отступающего моря сохранился только в крайней юго-восточной части территории (современные Боровичский и Валдайский районы Новгородской области). Наиболее глубокие его части располагались южнее и юго-восточнее г. Валдая, а границы прибрежной зоны проходили: северная по линии города Боровичи — Пестово, западная по линии Боровичи — Валдай — Нелидово. Соответственно почти на всей этой площади шло накопление прибрежно-морских терригенно-магнезиально-карбонатных отложений: голубовато- и зеленовато-серых глинистых доломитов, доломитовых мергелей и глин.

После осушения на этих породах сформировались так называемые «восковидные глины», являющиеся, видимо, образованием остаточной коры выветривания. Вся остальная, расположенная к северу и западу, часть региона в раннетурнейское время представляла собой приподнятую равнину — область размыва верхнедевонских пород.

В конце малевского(?) времени отступающее море покинуло северо-западную окраину Подмосковского бассейна. Повсеместно установились континентальные условия. Активизировались денудационные процессы, обусловившие формирование сложного структурно-денудационного рельефа, основные формы которого отразили главные элементы тектонической структуры. Возвышенности четко совпали с Кильозерским, Шугозерским, Окладневским и другими поднятиями; понижения совместились с Боровичско-Угловской, Валдайской и другими структурными впадинами. Четко определились две палеогеоморфологические зоны: континентальная (водораздельная) и прибрежно-морская, охватывающие соответственно западную и восточную части площади распространения каменноугольных отложений. Водораздельная зона расчленилась разветвленной гидрографической сетью, подчиненной в своем развитии морскому бассейну, расположенному восточнее. На возвышенностях породы подверглись интенсивному субаэральному выветриванию, приведшему к образованию пестроцветных каолинизированных элювиальных и делювиальных глин. Дальнейшее развитие этого процесса в условиях постепенно увлажняющегося субтропического климата способствовало формированию остаточных кор выветривания латеритного и аллитного типов.

Период континентального развития северо-западной окраины Подмосковского бассейна в южной его части продолжался до бобриковского времени, а на территории к северу от г. Боровичей — до тульского.

Общее опускание территории северо-западной окраины Подмосковского бассейна началось в средневизейское время, что вызвало трансгрессию каменноугольного моря на запад. По мере ее развития море покрывало все более возвышенные части территории, вызывая этим закономерную смену прибрежно-континентальных условий осадконакопления прибрежно-морскими и морскими.

Визейская трансгрессия развивалась пульсационно. При общей тенденции к однонаправленности отмечаются неоднократные, кратковременные отступления моря к востоку. В результате в тульское и алексинское время четыре раза изменялся уровень базиса эрозии — трижды он изменялся в михайловское и венёвское время, дважды в тарусское и стешевское.

В течение средневизейского (яснополянского) времени описываемая территория находилась в прибрежно-континентальной зоне. Процессы осадконакопления зависели здесь от морфологии довизейского рельефа, от близости наступающего моря и от положения области сноса.

В пониженных участках в первую очередь начали накапливаться продукты перемива довизейских пород, сносимые с близлежащих возвышенностей, а затем туда начал поступать кластический материал, приносимый реками и из более удаленных областей сноса. В результате эти накопления осадков почти сnivelировали неровности довизейской поверхности, которая превратилась в пологонаклонную волнистую равнину. Дальнейшее развитие трансгрессии моря в западном направлении привело к заболачиванию этой равнины, к возникновению в ее пределах пресноводных озер, зарастающих болот, а в прибрежной части — лагун, небольших заливов и лиманов. Мощно развилась гигантоптеровая флора, создавая в береговой полосе растительные ассоциации типа мангровых зарослей.

Все это нашло свое отражение в накоплении комплекса углисто-песчано-глинистых озерно-болотных отложений, среди которых кратковременные ингрессии моря кое-где оставили маломощные слои глинистых известняков и мергелей с фауной фораминифер и остракод. На склонах возвышенностей в эрозионных ложбинах накапливались бокситовые породы, а у их подножия — каолинистые и монтморилонитовые глины.

Начиная с алексинского времени на северо-западной окраине Подмосковского бассейна палеогеографическая обстановка существенно изменилась. Преобладающими стали прибрежно-морские и морские условия осадконакопления.

С каждой новой трансгрессивной фазой море занимало все большие площади, оставляя все более мощные и более выдержанные по простирацию слои известняков. Обилие в этих известняках остатков фораминифер, кораллов, брахиопод (в основном продуктид) и известковых водорослей говорит о благоприятных условиях для жизни организмов в хорошо прогреваемом, мелководном бассейне.

По мере распространения моря к западу и северо-западу в том же направлении смещалась и граница области сноса. В раннем и среднем визе одной из главных областей сноса был Кильозерский вал. В веневское время сохранившаяся часть Кильозерского вала была погребена под морскими отложениями и юго-восточная граница области сноса переместилась в северное Прионежье.

В протвинское время (намюрский век) вследствие продолжавшегося опускания южной окраины Балтийского щита трансгрессия нижнекаменноугольного моря достигла своего максимума. На всей территории северо-западной окраины Подмосковского бассейна происходило накопление карбонатных, органогенных осадков с богатой морской фауной (фораминиферы, рифостроящие кораллы, крупные брахиоподы, пелециподы и др.). В прибрежной части, особенно в северной половине региона, море отличалось повышенной соленостью и сравнительно высокой температурой воды, что способствовало активному осаждению карбонатов магния и кальция и накоплению хемогенных доломитов и доломитизированных известняков. Условия здесь были неблагоприятными для развития фауны, о чем свидетельствует бедный и однообразный комплекс ее остатков.

Вслед за максимальной трансгрессией в позднем намюре наступила фаза максимального осушения, по своему масштабу приближающаяся к ранневизейской.

Поднятие южного склона Балтийского щита и западного крыла Московской синеклизы было настолько интенсивным, что стремительно отступавшее море или не оставило, или полностью размыло осадки регрессивной фазы. Эта мощная регрессия вызвала резкое изменение климата и на северо-западе Русской плиты. Он стал более жарким и сухим (субаридный).

Континентальный перерыв длился вплоть до наступления московского века. Только в середине башкирского века произошла кратковременная ингрессия в восточную часть региона (Пестовский район). В континентальных условиях протвинские, а затем и башкирские известняки подверглись выщелачиванию, эпигенетической доломитизации и закарстованию.

Начавшиеся в верейское время (московский век) погружение западной периферии Московской синеклизы вызвало новую трансгрессию каменноугольного моря в ее пределы. На доверейской равнине возникли озера, лагуны и заливы, в которых в условиях очень жаркого

и сухого (аридного) климата шло накопление песков, красноцветных глин и глинистых доломитов. Только в крайних восточных частях региона среди нетрещинных отложений встречаются тонкие прослой известняков, свидетельствующие о связи прибрежных водоемов с открытым морем.

Накопившийся в этих водоемах обломочный материал плохо окатан и содержит в изобилии обломки полевых шпатов, слюду, роговые обманки и другие малоустойчивые минералы, что указывает на близость области сноса, а также на преобладание физического выветривания над химическим.

Начиная с каширского времени, каменноугольное море заняло весь регион. Это был мелководный и очень богатый жизнью бассейн. В нем образовалась 20—40-метровая толща органогенно-обломочных известняков с многочисленными остатками фораминифер, брахиопод, иглокожих, гастропод и др. В каширское время наблюдается почти полная смена состава фауны. Среди фораминифер большое развитие получили фузулиниды, среди брахиопод — хориститы, а среди иглокожих — морские ежи.

В подольское и мячковское время накопление органогенно-обломочных отложений продолжалось. Прослой глин в них очень редки и маломощны; встречающиеся доломиты, за редким исключением эпигенетического происхождения.

Таким образом, для среднекаменноугольного седиментогенеза типично широкое распространение органогенно-обломочных известняков. Эти отложения и состав фауны характеризуют область накопления как прибрежную часть шельфа с малыми глубинами и интенсивным движением воды. Мелководность бассейна и близость берега подтверждаются наличием в известняках крупных (2—5 см) обломков более древних карбонатных пород, отсутствием правильной ориентировки обломочного материала, линзообразным залегаем грубообломочных известняков, наличием поверхностей размыва, трещин усыхания и др.

В начале позднекаменноугольного времени море ушло из пределов рассматриваемой территории. Граница его открытой и относительно глубоководной части проходила по линии Калинин — Максатиха — Бабаево — Анненский Мост. К западу от этой линии простиралась прибрежная низинная равнина, временами заливаемая морем с мелкими отшнурованными лиманами, отличающимися сильным засолением.

Позднекаменноугольное море на Восточно-Европейской платформе вообще сильно отличалось от средне- и тем более нижнекаменноугольного. Оно представляло собой полузамкнутый бассейн, ограниченный с востока и запада континентами, с затрудненной связью с океаном как на севере, так, по-видимому, и на юго-западе. В результате этого при условии увеличения засушливости климата соленость бассейна была повышенной (В. М. Познер, 1964 г.). И действительно, в касимовском веке в западной части бассейна накапливались еще осадки нормальной солености — органогенно-обломочные известняки и глинисто-мергелистые породы, а в гжельском вследствие поступательного обмеления бассейна и увеличения засушливости климата в бассейне увеличилась концентрация солей, что вызвало накопление доломитов с прослоями и включениями гипса и ангидрита.

Позднекаменноугольное море было последним, оказавшим непосредственное влияние на формирование осадочного чехла в северо-западной части Русской плиты.

Пермский период не внес существенных изменений в основное направление развития северо-запада Русской плиты. Вся эта тер-

ритория стала частью обширного континента, объединившего Балтийский и Украинский щиты с расположенной между ними областью платформенного осадконакопления в одно целое. В начале периода здесь была зона слабого, но перманентного воздымания, которое отодвигало раннепермское море все дальше к востоку. С наступлением позднепермского времени палеотектоническая обстановка на Восточно-Европейской платформе резко изменилась. Область осадконакопления стала вновь расширяться в западном направлении.

В начале татарского века, в нижнеустьинское время, отголоски начавшейся трансгрессии достигли восточной части описываемой территории, которая на короткое время превратилась в прибрежную равнину. В пределах этой равнины располагались соленые озера и заливообразные водоемы. Отложения одного из них сохранились от последующей денудации на территории Пестовского района, где они представлены кирпично-красными и коричневыми плотными, песчаными, доломитовыми глинами. Верхнепермские породы залегают здесь на размытой поверхности среднекаменноугольных пород. Видимо, Пестовский участок в позднем карбоне был выведен тектоническими движениями на уровень континентальной денудации (Пестовский выступ).

Восстановить последовательность и существо историко-геологических явлений на территории Северо-Запада в мезозое, палеогене и неогене не представляется возможным. Соответствующие отложения не сохранились, остатки датирующей фауны и флоры не найдены. Можно лишь предполагать, что геологическое развитие на этой территории в течение столь продолжительного времени происходило в континентальных и субконтинентальных условиях, когда процессы денудации превалировали над процессами осадконакопления. А накопление осадков происходило главным образом в речных долинах, озерных котловинах, в переувлажненных заболоченных низинах, во впадинах заливов окраинных морей.

Четвертичный период соответствует заключительной и вместе с тем обособленной и своеобразной стадии формирования осадочного чехла на северо-западе Русской плиты. Обособленной потому, что широкое, площадное осадконакопление возобновилось в четвертичное время после продолжительного периода преимущественной континентальной денудации и сноса; а своеобразной в связи с тем, что впервые накопление рыхлых осадочных образований было обусловлено деятельностью покровного ледника и его талых вод, а не моря, как это происходило в более древние эпохи. Экзарационной и аккумулятивной деятельностью покровного ледника также в значительной мере обусловлены и морфологические особенности поверхности осадочного чехла — современного рельефа рассматриваемой территории.

Насколько можно судить по данным бурения скважин и на основании визуальных наблюдений, к началу наступания ледника территория северо-запада Русской плиты представляла собой ступенчатую равнину (куэсты), выработанную в породах палеозоя, моноклиально падающих на восток, юго-восток и юг. Равнина была расчленена глубокими эрозионными врезами, обязанными своим происхождением резкому понижению уровня мирового океана (Малаховский, 1966 г.).

К сожалению, материалов по истории геологического развития рассматриваемого региона в предчетвертичное время, нет. На всей обширной его территории соответствующие отложения были, по-видимому, уничтожены экзарацией наступавшего ледника. Только в одном разрезе на р. Тукше (приток р. Ояти) выявлены более или менее достоверные плиоцен-раннечетвертичные отложения, судя по остаткам диатомей, озерного происхождения.

Некоторые сведения о похолодании климата в предледниковое время получены в результате изучения ископаемых спорово-пыльцевых комплексов (Малаховский и др., 1966). Приближение оледенения нашло свое отражение в закономерной смене растительных ассоциаций. Господствовавшие в плиоцене темнохвойные леса постепенно заменились сосновыми, а затем сосново-березовыми, с полным исчезновением широколиственных пород. Постепенно сокращалась облесенность территории. Увеличивалась площадь открытых пространств, среди растительности которых существенное значение приобрели травянистые и кустарничковые группировки, с широким развитием рода маревых и отдельных видов полыни, что свидетельствует об установлении перигляциальных условий и начале ледникового периода.

На территории Ленинградской, Псковской и Новгородской областей обнаружены следы четырех покровных оледенений и трех межледниковых эпох. Они в той или иной мере отражены в сложно построенной толще рыхлых моренных, флювиогляциальных, озерно-ледниковых, озерных, морских, аллювиальных и эоловых отложений. Это толща составляет верхнюю часть осадочного чехла.

Поскольку каждый вновь наступавший ледник почти полностью уничтожал отложения, накопившиеся в предшествующие ледниковые и межледниковые эпохи, четвертичные отложения на рассматриваемой территории представлены в основном образованиями, связанными с последним — позднечетвертичным (валдайским) оледенением.

Последнему оледенению предшествовало время сильного потепления климата, полного исчезновения ледникового покрова, повышения уровня мирового океана, частичных морских трансгрессий. Это так называемое микулинское межледниковье было одним из самых длительных и теплых. Рассматриваемая территория в это время вновь покрылась хвойно-широколиственными лесами.

Ледниковый покров первых стадий валдайского оледенения — бологовской и едровской — не продвинулся далее западной части Калининской области («калининское межледниковье»). Дальнейшее развитие валдайского оледенения происходило под знаком все большего, концентрического сокращения площади ледникового щита, до полного его ухода из пределов данного региона к началу голоцена. Убывание ледника сопровождалось остановками, осцилляторными подвижками его края, что отражало ритмические колебания теплового режима с постепенным увеличением продолжительности интервалов потепления.

Последовательность, масштабы и существо происшедших за четвертичное время историко-геологических событий подробно освещены в соответствующей главе настоящего тома.

Следует лишь подчеркнуть, что многократные изменения в положении края ледникового щита и уровней базисов эрозии в течение четвертичного периода были вызваны не только климатическими и гляциоизостатическими причинами, но и, несомненно, тектоническими перемещениями отдельных участков Балтийского щита и прилегающих к нему частей Русской плиты.

Оглядывая ретроспективно чрезвычайно сложную и продолжительную историю геологического развития территории Ленинградской, Псковской и Новгородской областей, нельзя не отметить тесную связь историко-геологических явлений, происходивших на поверхности земли с ее внутренней жизнью. Тектонический фактор во все геологические эпохи был ведущим при изменениях структурного плана и палеогеографического облика рассматриваемого региона.

- Абрамова С. А., Давыдова Н. Н., Квасов Д. Д. 1967. История Ладожского озера в голоцене по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов. «История озер Северо-Запада». Материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР (Ленинград, 17—20 ноября 1965 г.). Венгрия, 1967.
- «Агроклиматический справочник по Ленинградской области». 1959а. Гидрометеоздат.
- «Агроклиматический справочник по Псковской области». 1959б. Гидрометеоздат.
- «Агроклиматический справочник по Новгородской области». 1960. Гидрометеоздат.
- Алейников А. А. 1939. К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений в бассейнах рек Западной Двины и Ловати. Тр. Сов. секции INQUA, вып. 4.
- Алейников А. А. 1960. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогенных) отложений Северо-Запада СССР. ЛГУ.
- Алексеев Ф. А. 1947. К схеме тектоники северо-западной части СССР. Докл. АН СССР, т. 56, № 7.
- Александрова Е. П. 1952. Литология и фации кембрийских, ордовикских и силурийских отложений северо-западной части Русской платформы. Автореф. науч. работ ВНИГРИ, вып. 8.
- Алихова Т. Н. 1949. О сопоставлении разрезов нижнесилурийских отложений Ленинградской области и Эстонской ССР. Тр. ВСЕГЕИ, серия общ., вып. 9.
- Алихова Т. Н. 1951. Брахиоподы средней и верхней части силура Ленинградской области и их стратиграфическое значение. Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолиздат.
- Алихова Т. Н. 1953. Руководящая фауна брахиопод ордовикских отложений северо-западной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолиздат.
- Алихова Т. Н. 1956а. К вопросу о расчленении ордовикской системы. «Советская геология», сб. 55.
- Алихова Т. Н. 1956б. О границе между кембрием и ордовиком в Европейской биостратиграфической провинции. Тр. ВСЕГЕИ. Информ. сб., № 4.
- Алихова Т. Н. 1958. О границе между ордовиком и кембрием в северо-западной части Русской платформы. «Советская геология», № 10.
- Алихова Т. Н. 1960а. Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. Госгеолтехиздат.
- Алихова Т. Н. 1960б. Корреляция ордовикских отложений Европейской части СССР и Западной Европы. XXI сессия МГК. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Изд. АН СССР.
- Алихова Т. Н. 1969. Стратиграфия и брахиоподы среднеордовикских отложений Московской синеклизы. ВСЕГЕИ. Изд. «Недра».
- Альтман Л. П. 1959. Перспективы развития и вопросы экономического районирования Ленинградского экономического района. Вестник ЛГУ, № 18.
- Алолеус С. 1887. Краткое описание мраморных и других каменных ломов, гор и каменных пород, находящихся в Российской Карелии. СПб.
- Апухтин Н. И. 1948. К стратиграфии морских и ледниковых отложений Заонежской Карелии. Изв. Карело-Финского фил. АН СССР, № 4.
- Апухтин Н. И., Краснов И. И. 1967. Корреляция опорных стратиграфических разрезов и сводная стратиграфическая схема четвертичных отложений Северо-

Запада европейской части СССР. В кн. «Геол. четвертич. отлож. Северо-Запада европ. части СССР». Изд. «Недра».

Апухтин Н. И., Саммет Э. Ю. 1967. Псковская, Новгородская, западная и южная части Ленинградской областей. В кн. «Геол. четвертич. отлож. северо-запада Европ. части СССР». Изд. «Недра».

Апухтин Н. И., Экман И. М. 1967. Стратиграфия. Мурманская обл., Карелия, запад Архангельской, северо-запад Вологодской и север Ленинградской области. В кн. «Геол. четвертич. отлож. северо-запада европ. части СССР». Изд. «Недра».

Апухтин Н. И., Экман И. М., Яковлева С. В. 1967. Четвертичные отложения Северо-Запада Русской платформы. В кн. «Материалы по четвертич. геол. и геоморф.» Изд. «Недра».

Апухтин Н. И., Яковлева С. В. 1961. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Балтийского щита и сопредельных районов. В сб. «Материалы по четвертич. геол. и геоморф. СССР». ВСЕГЕИ, вып. 4, Госгеолтехиздат.

Арсентьев К. И. 1830. Описание олонечких заводов с самого их основания до последних времен, с кратким обзорением Олонечкой губернии. Ч. 1. СПб.

Арсланов Х. А. [и др.]. 1964. О возрасте мгинской межледниковой толщи по данным радиоуглеродного метода. Докл. АН СССР, т. 157, № 6.

Архангельский А. Д. 1923. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. 1. М.-Пг. Гос. изд-во.

Архангельский А. Д. 1924. О соотношениях между аномалиями силы тяжести, аномалиями магнитными и геологическим строением в Восточной Европе. Тр. КМА, 5.

Архангельский А. Д. 1932. Геологическое строение СССР. Европейская и среднеазиатская части. ГОНТИ.

Архангельский А. Д. 1934. Геологическое строение СССР. Западная часть. Вып. 1—2. Горгеонефтеиздат.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. 1937а. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л. Изд. АН СССР.

Архангельский А. Д. [и др.]. 1937б. Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 2.

Асаткин Б. П. 1931а. Геологические исследования в юго-восточной части 26-го листа геологической карты европейской части СССР. Тр. ГГРУ, вып. 48.

Асаткин Б. П. 1931б. Новые данные по стратиграфии нижнего силура Ленинградской области. Изв. ВГРО, 50, вып. 81.

Асаткин Б. П. 1934. К вопросу изучения тектоники Ленинградской области. Изв. ЛГГГТ, № 1.

Асаткин Б. П. 1937а. Вопросы тектоники и проблема интрузий в южной части Ленинградской области. «Проблемы сов. геол.», т. 7, № 5—6.

Асаткин Б. П. 1937в. Нижнесилурийские отложения. (Геол. карта южной части Ленингр. обл.). Изв. ВГРО, вып. 8.

Асаткин Б. П. 1938. Гдовские дислокации (Ленинградская область). Тр. Ленингр. геол. треста, вып. 14.

Асаткин Б. П. (при участии Черейского Л. А.). 1934. Древнейшие слои среднего девона Ленинградской области. Изв. ЛГГГТ, вып. 3.

Асаткин Б. П., Погребов Н. Ф. 1937. Глубокая буровая скважина в г. Чудово Ленинградской обл. Тр. Ленингр. геол. тр. «Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления», м-б 1:5 000 000, ч. 1 и 2. Госгеолтехиздат, 1961.

Балашов З. Г. 1960. К вопросу о природе ордовикской фауны в районе д. Мишина Гора. Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., вып. 1, № 6.

Балашова Е. А. 1963. Первая находка верхнекембрийских трилобитов на Русской платформе. Вестник ЛГУ, № 12.

Балашова Е. А., Балашов З. Г. 1959. К стратиграфии глауконитовых и ортоцератитовых слоев ордовика Северо-Запада Русской платформы. Уч. зап. Лен. гос. ун-та, серия геол., вып. 10.

Балашова Е. А., Балашов З. Г. 1961. К стратиграфии эхиносферитового известняка Ленинградской области. Вестник ЛГУ, серия геол. и геогр., вып. 2, № 12.

Бархатова В. П. 1941. К геологии бассейнов юго-восточного побережья Онежского озера и верховьев р. Онеги. Тр. СГУ, вып. 9.

Бауков С. С. 1956. Геотектонические условия сланценакопления. Тр. Ин-та геол. АН Эст. ССР, 1.

Бискэ Г. С., Лак Г. Ц. 1967. О причинах послеледниковых колебаний береговых уровней на юго-восточной окраине Балтийского щита. «Baltica», № 3, Вильнюс.

Богачев Я. Т. 1929. Геологическое строение, поверхность и полезные ископаемые. В сб. «Череповецкий округ».

Богданов А. А. 1964. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ. «Советская геология», № 9.

Богданова З. А. 1929. О разрезе нижнего карбона западного и северо-западного крыла Подмосковского бассейна. Изв. Геол. ком., вып. 48, 110.

Бок. 1869. Геогностическое описание нижнесилурийской и девонской системы. «Материалы для геологии России», т. 1.

Бончаковский В. Ф. 1965. Сопоставление вековых ходов наклонов земной поверхности по данным геологии, геодезии и геофизики. Сб. «Современные движения земной коры», № 2. Изд. АН ЭстССР, Тарту.

Борисов П. А. 1910. Очерк геологии и полезных ископаемых Олонекской губернии. СПб.

Ботвинкина Л. Н. 1956. О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленосных толщ. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Брунс Е. П. 1935. К литологии песчано-глинистой толщи Боровичского района. Изв. ЛГГГТ, № 2-3 (7).

Брунс Е. П. 1939. Основные черты строения и условия образования песчано-глинистой (угленосной) толщи C_1/hn Ленинградской области. Ленингр. ГУ, сб. 3.

Брунс Е. П. 1940. Куполовидные структуры в девоне западной части Ленинградской области. Материалы по геол. и полезн. ископ. Карело-Финской ССР, Ленинградской и Мурманской областей, сб. 6. Ленингр. геол. упр.

Брунс Е. П. 1957. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы. «Советская геология», сб. 59.

Брунс Е. П. 1964. История развития Русской платформы в позднем докембрии. XXII сессия МГК, докл. сов. геол. Проблема 10. Изд. АН СССР.

Брунс Е. П. 1966. Условия осадконакопления доордовикских толщ в западных районах Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, т. 114.

Брунс Е. П., Гейслер А. Н., Иголкина Н. С., Толстихина М. М. 1960. Позднекембрийские и кембрийские отложения Русской платформы в пределах СССР. Сб. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия МГК. Проблема 8». Изд. АН СССР.

Брунс Е. П., Якобсон К. Э. 1963. Сопоставление разрезов и общая схема расчленения доордовикских толщ Волыни и Подолии. Тр. ВСЕГЕИ, т. 91.

Былинский Е. И. 1959. Влияние снижения уровней Ильменского и Ладожского озер на развитие продольных профилей притоков озер Ильмень и Волхова. Вестник Московск. ун-та, серия биол., почвовед., геол. геогр. № 3.

Вандерфлит Е. К. 1968. Палеонтологическое обоснование стратиграфии нижнекаменноугольных отложений северо-западной части Подмосковной котловины. Палеонтологический метод в стратиграфии. Материалы 2-й Междунар. палинологич. конф. (Голландия, сентябрь, 1966 г.). Л.

Варданянц Л. А. 1960. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы и корреляция докембрия. XXI сессия МГК, Докл. сов. геол. Проблема 9. Изд. АН СССР.

- Варданянц Л. А. 1966. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы. М-6 1:2 500 000. Объяснительная записка. М., Изд. «Недра».
- Варенцов М. И. 1941. О задачах изучения проблемы нефтеносности Ленинградской области и центральных районов Союза. «Нефт. пром. СССР», № 4.
- Васильевский Н. И. 1912. Геологические наблюдения по берегам рек Ловати, Куньей, Большому и Малому Тудерам. Ежегодник по геол. и минерал. России, т. 14, вып. 3.
- Великославинский Д. А. 1953. Петрология Выборгского массива рапакиви. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 3.
- Венюков П. Н. 1884. Отложения девонской системы Европейской России. Опыт их подразделения и параллелизации. СПб.
- Венюков П. Н. 1886. Фауна девонской системы Северо-Западной и Центральной России. Тр. С.-Петербур. об-ва естествоисп., т. 15, вып. 1.
- Верте А. И. 1955. К геолого-минералогическому подразделению нижней песчано-глинистой толщи девона на территории Эстонской ССР. Докл. АН СССР, т. 105, № 4.
- Верте А. И. 1969. Литологическое подразделение нижней песчано-глинистой толщи девона Эстонской ССР. В сб. «Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии», Рига. Изд. «Знание».
- Вигдорчик М. Е. 1962. Стратиграфия четвертичных отложений Восточного Приильмья. В сб. «Вопросы стратигр. четвертич. отлож. Северо-Запада европ. части СССР». Гостоптехиздат.
- Вигдорчик М. Е. 1966. О связи «дочетвертичного» и современного рельефа Приильмья с его геологическим строением. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада РСФСР», вып. 5. Изд. «Недра».
- Вигдорчик М. Е., Гарбар Д. И., Кабаков Л. Г. [и др.]. 1967. Развитие структурного плана юго-западного обрамления впадины Онежского озера. «История озер Северо-Запада». Геогр. об-во СССР.
- Вигдорчик М. Е., Котлукова И. В., Малаховский Д. Б. 1966. О происхождении аккумулятивных форм ледникового рельефа Северо-Запада Русской впадины. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР», вып. 4. Л., изд. «Недра».
- Вигдорчик М. Е., Малаховский Д. Б., Саммет Э. Ю. 1962. О стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Русской платформы. В сб. «Вопросы стратигр. четвертич. отлож. Северо-Запада европ. части СССР». Гостоптехиздат.
- Вишняков С. Г. 1934. Геологические результаты по глубокому бурению в Тихвинском бокситоносном районе. Изв. ЛГГГТ, № 4—5.
- Вишняков С. Г. 1940. Литологический очерк Тихвинского бокситоносного района. Тр. ЛГТ, вып. 21.
- Вишняков С. Г. 1954. Литология среднекаменноугольных отложений северо-западной окраины Подмосковского бассейна. Тр. Воронежск. гос. ун-та, т. 31.
- Вишняков С. Г. 1955. Литология карбонатных и залегающих между ними песчано-глинистых пород нижнего карбона северо-западной окраины Подмосковского бассейна. Тр. Воронежск. гос. ун-та, геол. фак-т, т. 39.
- Вишняков С. Г., Геккер Р. Ф. 1937. Следы размыва и внутрипластовые нарушения в глауконитовых известняках нижнего силура Ленинградской области. Юбил. сб. к 45-летию науч. деятельн. Н. Ф. Погребова. Л., ВНИГРИ.
- Войтылова Т. Н., Иванова Л. Н., Можаяев Б. Н. 1966. Структурно-тектоническая схема осадочного чехла северо-запада Русской платформы. В сб. «Вопросы разведочной геофизики, вып. 5. Поиски малоамплитудных структур осадочного чехла на северо-западе Русской платформы». Изд. «Недра».
- Войтылова Т. Н., Иванова Л. Н., Можаяев Б. Н. 1968. Опыт применения комплексных геолого-геофизических исследований при поисках подземных газохранилищ в Ленинградской и Новгородской областях. ОНТИ—ВИЭМС, информ. сообщ. Серия региональная, разведочная и промысловая геофизика, № 24, МГ СССР.

Волков К. Ю. [и др.]. 1965. Схематическая карта рельефа поверхности кристаллического фундамента Московской синеклизы и Рязано-Саратовского прогиба. М., ГУЦР.

Вярюнен Х. 1959. Кристаллический фундамент Финляндии. Изд. Иностр. литер.

Галдобина А. П., Михайлюк Е. М. 1966. Литология иотнийских образований Онежской синеклизы. Сб. пробл. осадочн. геол. докембрия, вып. 1. Мин. геол. СССР. изд. «Недра».

Гайгалас А., Гуделис В., Спрингис К. [и др.]. 1967. Ориентировка длинных осей галек в моренах последнего оледенения Прибалтики и ее связь с убыванием ледникового покрова. «Baltica», № 3, Вильнюс.

Ганелина Р. А. 1951. Эоштаффелиты и миллереллы визейского и намюрского ярусов нижнего карбона западного крыла Подмосковной котловины. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 56.

Гарбар Д. И. 1967. Тектонические нарушения в юго-западном Прионежье (на примере пос. Вознесенье). Зап. Ленингр. горного ин-та, т. 8, вып. 2. Изд. «Недра».

Гарбар Д. И. 1968. Онежско-Ладожский перешеек (геологическое строение). Геол. путеводитель по каналу Москва — Волго-Балт. Изд. «Недра».

Гвин В. Я. 1963. Применение морфометрии при структурных исследованиях Верхнего и Среднего Поволжья и Прикамья. В сб. «Вопросы географии. Количественные методы и геоморфологии», № 2. «Географгиз».

Гейслер А. Н. 1956. Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 14.

Гейслер А. Н. 1966. Опыт геохронологических сопоставлений и палеогеография отложений позднего протерозоя северной и центральных частей Русской платформы. Материалы по геол. Европ. территории СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 114. Изд. «Недра».

Гейслер А. Н. 1967. Палеогеография северо-запада Русской платформы в валдайское (вендское) и раннекембрийское время. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 110. В кн. «Материалы по палеогеографии и литологии». Изд. «Недра».

Геккер Р. Ф. 1934. Гипсоносность и соленосность девона Ленинградской области. Изв. Ленингр. геол.-гидро-геодез. треста, вып. 3.

Геккер Р. Ф. 1938а. К постановке палеонтологического изучения нижнего карбона Ленинградской области. Материалы по регион. и прикл. геол. Ленингр. обл. и КАССР. ЛГТ, сб. № 2.

Геккер Р. Ф. 1938б. Разрез толщи переслаивания «а» окской свиты нижнего карбона на р. Мсте. Материалы по регион. и прикл. геол. Ленингр. обл. и КАССР. ЛГТ, сб. № 2.

Геккер Р. Ф. 1941. Отложения, фауна и флора Главного девонского поля. В сб. «Фауна Главного девонского поля», т. 1. Палеонтол. ин-т АН СССР.

Геккер Р. Ф. 1954. Сопоставление разрезов восточной и западной половины Главного девонского поля и основные черты экологии его фауны и флоры. Изв. АН СССР, серия, геол., № 4.

Геккер Р. Ф. 1964. Шелонский вопрос и его общее методическое значение. В кн. «Вопросы стратигр. и палеогеогр. девона Прибалтики». Вильнюс, изд. «Минтис».

Геккер Р. Ф., Обручев Д. В., Филиппова М. Ф. 1935. Отложения Главного девонского поля (разрезы по р. Великой около г. Пскова, по р. Тесовой, Ордежи по р. Ловати, рр. Бол. и Мал. Тудерам, Кунье и Смоте). V—VIII. Тр. ЛГГГТ, вып. 9.

Геккер Р. Ф., Филиппова М. Ф., Бархатова В. П. 1932. Отложения Главного девонского поля (разрезы по рр. Ояти, Паши, Сяси, Мсте и ручью Прикше). I—IV. Тр. ЛГРТФ, вып. 2.

Геккер Р. Ф., Янишевский М. Э. 1922. Река Волхов между Гостинополем и Старой Ладогой. Путеводитель геол. экскурсий I Всерос. геол. съезда.

Гельмерсен Г. П. 1840. Геогностический взгляд на Валдайскую плоскую возвышенность и северный ее склон. «Горный журнал», ч. 2, кн. 5.

Гельмерсен Г. П. 1841. О геогностическом составе части Европейской России, ограниченной с востока озерами Ильмень и Селигер, а с запада Чудским озером. «Горный журнал», ч. 2, кн. 5.

Гельмерсен Г. П. 1853. Об артезианском колодце в Ревеле и о вероятности достигнуть воды посредством такого же колодца в Санкт-Петербурге. «Горный журнал», ч. 1, кн. 1.

Гельмерсен Г. П. 1860. Геогностическое исследование Олонецкого горного округа, произведенное в 1856, 1857, 1858 и 1859 гг. «Горный журнал», ч. 4, кн. 12.

Гембель А. В. 1963. Природа Новгородской области. Госгеолтехиздат.

«Геология четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР». Под ред. Н. И. Апухтина и И. И. Краснова. 1967. Изд. «Недра».

«Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области). Отв. ред. Д. Б. Малоховский, К. К. Марков. 1969. К VIII конгрессу INQUA (Франция, 1969). Изд. «Недра».

Герасимов И. П. 1959. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. Изд. АН СССР.

Герасимов И. П., Марков К. К. 1939. Ледниковый период на территории СССР АН СССР. Тр. Ин-та геогр., вып. 331.

Геренчук К. И. 1960. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Зап. Геогр. об-ва СССР, т. 20. Изд. Львовск. гос. ун-та.

Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б. [и др.]. 1966. Новые данные по абсолютному возрасту ютния Балтийского щита. Докл. АН СССР, т. 166, № 3.

Герлинг Э. К. [и др.]. 1964. Стратиграфическая схема докембрия Белоруссии и смежных районов по материалам абсолютного летоисчисления. «Советская геология», № 3.

«Гидрогеология СССР». 1967. Том 3, ч. 1. Изд. «Недра».

Гладковский А. К., Ушатинский И. Н. 1961. О вещественном составе, происхождении и изменении бокситов Тихвинского района. Тр. Горного геол. ин-та. Уральск. фил. АН СССР, вып. 56.

Головин И. В., Рисс Ю. А. 1965. Некоторые черты геологического строения и перспективы рудоносности южного склона Балтийского щита. В кн. «Рудоносность Русской платформы». Изд. «Наука».

Горбацкий Г. В. 1948. Геоморфологическая характеристика областей конечноледниковых отложений бассейна рек Шелони и Великой. Уч. зап. ЛГПИ, т. 73.

Горянский В. Ю., Егоров Г. И., Зеккель Я. Д. 1958. Палеогеография и стратиграфия нижнего карбона северо-западного крыла Подмосковской котловины. «Советская геология», № 6.

Горянский В. Ю., Кофман В. С. 1966. Стратиграфия каменноугольных отложений Южного Прионежья. «Советская геология», № 3.

Григорьев А. А. 1964. Дешифрирование четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР (на примере Приильменской низины). Лаборатория аэрометодов. Изд. «Наука».

Гринбергс Э. Ф. 1957. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Изд. АН ЛатвССР.

Гричук В. П. 1961. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. В кн. «Рельеф и стратигр. четвертич. отлож. сев.-зап. Русской платформы». Изд. АН СССР.

Гуделис В. К. 1964. О возможностях определения основных показателей новейших тектонических движений в условиях Прибалтики. «Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике». [Материалы III межреспубликанского совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике.] Изд. АН ЛитССР.

Давыдова Т. Н. 1961. О месте основного перерыва в разрезе кембрия и ордовика северной части Советской Прибалтики. Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. 1960. Генезис осадков и палеогеография начала ордовика северной части Советской Прибалтики. XXI сессия МГК. Докл. сов. геол. Проблема 12.

Даниловский И. В. 1931. Геологическое строение бассейна р. Ловати в пределах 27-го листа 10-верстной геолог. карты. Тр. Гл. геол.-разв. упр. ВСНХ СССР, вып. 125.

Даниловский И. В. 1932. Геологическое строение западной части бассейна оз. Ильмень и правобережья р. Шелони. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин. (ВГРО), вып. 264.

Джиноридзе Р. Н., Клейменова Г. И. 1965. Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов об отложениях аллередского времени Ленинградской области. «Baltica», вып. 3. Вильнюс.

Дитмар А. 1873. Отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1869 г. в Боровичском уезде и частях Устюжского, Тихвинского, Крестецкого и Валдайского уездов Новгородской губернии. Материалы по геологии России, т. 5. СПб.

Дмитриев В. Д., Можаяев Б. Н., Рукояткин А. А. 1965. Выявление голоценовых тектонических движений в Приневско-Приильменской низине по деформациям озерно-ледниковых террас. В сб. «Современные движения земной коры», № 2. Изд. АН ЭстССР.

Еремеев П. 1855. Географические заметки по берегам р. Волхова «Горный журнал», ч. 1, кн. 3.

Железкова В. Н. 1938. К вопросу о фауне брахиопод и стратиграфическом положении толщи «b» в нижнекаменноугольных отложениях Ленинградской области. Сб. 2. Материалы Ленингр. геол. треста.

Жуков В. А., Константинович А. Е. 1951. Развитие ископаемого рельефа поверхности каменноугольных отложений юго-запада Московской палеозойской котловины. Сб. «Памяти акад. А. Д. Архангельского». Изд. АН СССР.

Залесский М. Д. 1904. Растительные остатки из нижнекаменноугольных отложений бассейна р. Мсты. Зап. Минерал. об-ва, вып. 2, ч. 42.

Залесский М. Д. 1917. О морском сапропелите силурийского возраста, образованном синезеленой водорослью. Ежегодник Русск. палеонтол. об-ва, серия 6, № 1.

Зандер В. Н., Томашунас Ю. И. [и др.]. 1967. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Изд. «Недра».

Заррина Е. П., Краснов И. И. 1965. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на Северо-Западе европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях. В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Изд. «Минтис», Вильнюс.

Заспелова В. С. 1959. Остракоды и фораминиферы Русской платформы и Средней Азии. Сб. «Микрофауна СССР», т. 10. Тр. ВНИГРИ, вып. 136.

Земляков Б. Ф. 1933. О следах ледниковой осцилляции в южной части Карельского перешейка. Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода (КЧП). Т. 3. Изд. АН СССР.

Зильберминц В. А. 1928. К вопросу о минералогическом составе верхнедевонских и нижнекаменноугольных песчано-глинистых пород. Бюлл. МОИП, нов. серия, т. 6 (1), отд. геол.

Знаменская О. М. 1956. Геоморфологические районы и типы рельефа окрестностей г. Ленинграда. Вестник ЛГУ, № 24.

Знаменская О. М., Романова В. П. 1966. Геоморфологическое районирование Северного Приладожья и Карельского перешейка. Северо-Запад европ. части СССР. Изд. Ленингр. гос. ун-та.

Знаменская О. М., Ананова Е. Н. 1967. Новые данные по истории западного побережья Ладожского озера. В сб. «История озер Северо-Запада». Материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР.

Иголкина Н. С. 1961. Докембрийские отложения осадочного чехла на север Русской платформы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 43.

Иголкина Н. С. 1963. Ранние этапы формирования северо-западного крыла Московской синеклизы. К сб. «Материалы по геол. европ. части СССР». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 91.

Инданс А. П., Ковалевский М. И., Спрингис Е. Н. 1960. Неотектонические движения на примере Латвийской ССР. В сб. «Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике». Тарту. Изд. АН СССР.

Иностранцев А. А. 1871. Геологический обзор местности между Белым морем и Онежским озером. Тр. С-Пб. об-ва естествоисп., т. 2, вып. 1.

Иностранцев А. А. 1877. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений. Материалы геологии России, т. 7.

Иностранцев А. А. 1895. Гнейс — фундамент дна Санкт-Петербурга. Тр. С-Пб об-ва естествоисп., т. 22.

Иностранцев А. А. 1912. Геологическое строение острова Котлина. Тр. С-Пб об-ва естествоисп., отд. геол. и минерал., т. 35, вып. 5.

Исаченков А. Г., Дашкевич З. В., Карнаухова Е. В. 1965. Физико-географическое районирование Северо-Запада СССР. Изд. ЛГУ.

Исаченко В. А. 1967. Приледниковые водоемы Псковской низины. В сб. «История озер Северо-Запада». Материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Л.

Искюль Н. В., Кузнецов С. С. 1962. Геологический очерк долины р. Лавы (Ленингр. обл.). Тр. АН СССР, вып. 11.

Кайряк А. И., Хазов Р. А. 1967. Иотнийские образования Северо-Восточного Приладожья. Вест. ЛГУ, геол. и геогр., вып. 2, № 12.

Каплан А. А. 1964. О пярнских слоях среднего девона Северо-Запада Русской платформы. В сб. «Вопросы стратигр. и палеогеогр. девона Прибалтики». Вильнюс.

Карпинский А. П. 1887. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Прилож. к т. 55, Зап. Академии наук, № 8.

Карпинский А. П. 1894. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. АН, № 1.

Карпинский А. П. 1919а. К тектонике Европейской России. Изв. Росс. Академии наук.

Карпинский А. П. 1919б. Очерки геологического прошлого Европейской России (статьи 1883—1894 гг. с дополнительными примечаниями). «Классики естествознания». «Природа». Пг.

Келлер Б. М. 1953. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, № 37, вып. 109, геол. серия, № 37.

Келлер Б. М. [и др.] 1960. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой). Изв. АН СССР, серия геол. № 12.

Келлер Б. М., Соколов Б. С. 1962. Вендский комплекс — первого подразделения палеозойской группы. Совещ. по стратигр. отлож. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск.

Кирсанов В. В. 1968. Новые данные по стратиграфии докембрийских отложений Центральных районов Русской платформы. Тр. АН СССР, серия геол., № 4.

Корженевская А. С. 1941. Угленосность Осташковского и Селижаровского районов Калининской области. Тр. Ленингр. ГУ, вып. 22.

Корженевская А. С. [и др.] 1962. Литологическая характеристика визейской угленосной толщи. Геол. м-ний углей и горючих сланцев СССР, т. 2, ч. 3.

Котлукова И. В. 1961. Четвертичные отложения в древних долинах центральной части Мстинской впадины. В сб. «Палеогеогр. четвертич. периода СССР», МГУ.

Котлуков В. А. 1962. Закономерности размещения угленосных формаций на территории Русской платформы. Геол. м-ний углей и горючих сланцев СССР, т. 2, ч. 3.

Котлуков В. А. [и др.] 1965. Перспективы изучения склонов Балтийского щита. В кн. «Рудоносность Русской платформы». Изд. «Наука».

Котлуков В. А., Митгарц В. В. 1955. Структурно-тектонические особенности северной части Прибалтики. Госгеолтехиздат.

Кофман В. С. 1962. Об особенностях докаменноугольной поверхности девона в северной части Тихвинского бокситоносного района. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Запада РСФСР, сб. 3. Госполтехиздат.

Кофман В. С. 1964. Основные особенности разреза нижнекаменноугольных отложений в Южном Прионежье. Вестник Ленингр. ун-та, серия геол. и геогр., вып. 2, № 12.

Кофман В. С. 1965. Палеогеоморфологические особенности поверхности девонских отложений в пределах северо-западной окраины Подмосквовного бассейна. Геогр. общ-во. Докл. по геоморфол. и палеогеогр. Северо-Запада европ. части СССР.

Кофман В. С. 1966. Новые данные о тектонике Ильменской впадины. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Запада РСФСР, № 5. Изд. «Недра».

Кривцов А. И. 1959. О каменноугольных отложениях восточного склона Балтийского щита в связи с их бокситоносностью. Изв. АН СССР, серия геол., № 19.

Кратц К. О. 1955. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 5.

Кратц К. О. 1961. Свекофениды и карелиды. В сб. «Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова». Мурманск.

Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 16.

Кудрявцев Н. А. 1946. О тектонике и возможной нефтеносности северо-западной части Русской платформы (Прибалтийская впадина). В сб. «Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы». ВНИГРИ. М.—Л., Гостоптехиздат.

Лаврова М. А. 1962. Основной разрез верхнего плейстоцена Ленинградского района. В сб. «Вопросы стратигр. четвертич. отлож. северо-запада европ. части СССР». Гостоптехиздат.

Лагузен И. 1873. Отчет о геогностических исследованиях, произведенных в 1870 г. в Крестецком, Валдайском, Демьяновском и Старорусском уездах Новгородской губернии. Материалы для геол. России, т. 5.

Лазуков Г. И. 1964. Колебания уровня Полярного бассейна в четвертичном периоде. «Океанология», 4, № 1.

Ламанский В. В. 1901. Исследования в области Балтийско-Ладожского склона глинта летом 1900 г. Изв. Геол. ком., т. 20, вып. 6.

Ламанский В. В. 1905. Древнейшие слои силурийских отложений России. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 20.

Лесникова Д. Ф. 1923. Палеонтологическая характеристика нижнего силура вдоль Северной ж. д., между станциями Званка и Назия. Изв. Геол. ком., 42, № 5-9.

Лисицына Г. Н. 1961. Вопросы палеогеографии неолита районов Северо-Запада европейской части СССР. В кн. Н. Н. Гуриной «Древняя история Северо-Запада европ. части СССР». Материалы и исследов. по археологии СССР, т. 87.

Лукоянов С. М. 1955. Природа Новгородской области. Новгород.

Лыгина В. В., Саранчина Г. М. 1964. Геологическое строение и особенности метаморфизма кристаллических пород северной части Карельского перешейка. В сб. «Вопросы магматизма и метаморфизма», т. 2. Изд. ЛГУ.

Люткевич Е. М. 1928. Силур и девон северо-западной части Гдовского уезда Ленинградской губ. Изв. Геол. ком., т. 47, № 5.

Люткевич Е. М. 1936. Новые данные по геологии перми востока Ленинградской области. Изв. Ленингр. геол. треста, № 1 (10).

Люткевич Е. М. 1939. Иевский ярус силурийского плато Прибалтики. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 17 (4-5).

Люткевич Е. М. 1940. Тектоника Севера Русской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18, вып. 5.

Люткевич Е. М. 1952. К вопросу о развитии древнейших палеозойских отложений на Русской платформе. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Люткевич Е. М. 1955. Пермские и триасовые отложения севера и северо-запада Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 86.

Люткевич Е. М., Пейсик М. И. 1957. Север и северо-запад Русской платформы. В кн. «Очерки по геологии СССР». Тр. ВНИГРИ, вып. 101, т. 2.

Люткевич Е. М., Станкевич Л. И. 1955. Пестово-Максатихское поднятие на северо-западном крыле Московской синеклизы. Геол. сб., № 3 (6). Изд. ВНИГРИ.

Ляшенко А. И. 1959. Атлас брахиопод и стратиграфия девона Русской платформы. Гостоптехиздат.

Махлаев В. Г. 1964. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. Изд. «Наука».

Малаховский Д. Б. 1961. Развитие рельефа северной части Валдайской возвышенности. Палеогеография четвертичного периода СССР (к VI конгрессу INQUA в Польше). Под ред. К. К. Маркова. МГУ.

Малаховский Д. Б. 1966. К вопросу об истории развития рельефа района оз. Ильмень. В сб. «Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Запада СССР», вып. 5. Изд. «Недра».

Малаховский Д. Б. 1967. История развития озерных бассейнов в районе верхнего течения рек Ловати и Куньи. В сб. «История озер Северо-Запада». Материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР.

Малаховский Д. Б., Буслович А. Л. 1966. Новые данные о происхождении гдовских дислокаций. Материалы по геол. и пол. ископ. северо-запада РСФСР, вып. 5. Изд. «Недра».

Малаховский Д. Б., Вигдорчик М. Е. 1963. Некоторые формы ледникового аккумулятивного рельефа на северо-западе Русской равнины. В сб. «Краевые формы рельефа покровного оледенения на Русской равнине». Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, 21. Изд. АН СССР.

Малаховский Д. Б., Марков К. К. 1969. Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области). К VIII конгрессу INQUA во Франции. Изд. «Наука».

Марк Э. Ю. 1958. О некоторых вопросах стратиграфической номенклатуры девона северо-запада Главного поля. Изв. АН ЭстССР, т. 7, серия технич. и физ.-мат. наук, № 14.

Марков К. К. 1931. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. Ленингр. геол.-разв. треста, вып. 117.

Марков К. К. 1960. Гляциоизостатические движения земной коры. В сб. «Материалы совещания по вопросу неотектонических движений в Прибалтике». Изд. АН ЭстССР.

Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. 1965. Четвертичный период — антропогенный период, т. 1. Изд. МГУ.

Марковский Б. П. 1952. К стратиграфии девонских отложений Ленинградской области. Тр. ВСЕГЕИ. Палеонтология, стратиграфия. Госгеолиздат.

«Материалы межведомственного совещания по разработке унифицированной схемы четвертичных отложений европейской части СССР». 1962. ВСЕГЕИ.

Матцкова В. А. 1963. Уточненная карта скорости современных вертикальных движений земной коры на западе европейской части СССР и некоторые соображения о периоде этих движений. В сб. «Современные движения земной коры», № 1. Изд. АН СССР.

«Международная тектоническая карта Европы», м-ба 1 : 2 500 000. 1964. М.

Мещеряков Ю. А. 1950. О морфологической структуре Северо-Запада Русской равнины. Изв. АН СССР, серия геогр., т. 14, № 5.

Мещеряков Ю. А. 1953. О происхождении крупных форм рельефа Русской равнины. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Мещеряков Ю. А. 1961. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. Изд. АН СССР.

Мещеряков Ю. А. 1965. Структурная геоморфология равнинных стран. Изд. «Наука».

Мещеряков Ю. А., Шукевич А. М. 1955. История формирования долины р. Мсты и некоторые особенности неотектоники северо-запада Русской равнины. Тр. Ин-т геогр. АН СССР, т. 65.

Можаяев Б. Н. 1966а. Анализ развития локальных поднятий в окрестностях Ленинграда. В сб. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 5. Изд. «Недра».

- Можаяев Б. Н. 1966б. Особенности методики структурно-геоморфологических исследований в области валдайского оледенения. Тр. ВНИГРИ, вып. 54. «Геоморфологические методы при нефтегазопоисковых работах». Изд. «Недра».
- Можаяев Б. Н. 1966в. Методы изучения новейшей тектоники и общий характер связи современного рельефа с погребенными структурами на северо-западе Русской платформы. Вопросы развед. геофиз., вып. 5. ВИРГ. Изд. «Недра».
- Можаяев Б. Н. 1969. История новейшего тектонического развития северо-запада Русской равнины. Изв. АН СССР, серия геогр., вып. 2.
- Можаяев Б. Н. 1970. Геоморфологические аномалии, их выявление и интерпретация. «Геоморфология», № 2.
- Можаяев Б. Н., Иванова Л. Н. 1969. К методике совместного анализа современного рельефа и магнитного поля для изучения тектоники. В сб. «Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. К VIII конгрессу INQUA (Франция, 1969). Изд. «Наука».
- Можаяев Б. Н., Можаяева В. Г. 1964. Ступенчатость рельефа в области Валдайского оледенения. Изв. АН СССР, серия геогр., № 3.
- Можаяев Б. Н., Рукояткин А. А. 1967. Террасы приледниковых водоемов в Ленинградской и Новгородской областях. В сб. «История озер Северо-Запада. Материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР». Л.
- Моисеенко В. С., Александрова Е. П. 1963. Валдайская опорная скважина (Новгородская область). Гостоптехиздат.
- Мордвинов А. И. 1931. Четвертичные отложения западной части 41 листа. Изв. Гл. геол.-развед. упр., т. 50, вып. 27.
- Москвитин А. И. 1947. Молого-шекснинское межледниковое озеро. Тр. ГИН АН СССР, вып. 88, серия геол., № 26.
- Музыченко Н. М. 1953. Стратиграфия верхней пестроцветной толщи Главного девонского поля. В сб. «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Мурчисон Р. И. 1846. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. «Горный журнал».
- Мянниль Р. М. 1963. Вопросы сопоставления ордовикских отложений Эстонии и Ленинградской области. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, 13.
- Мянниль Р. М. 1966. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин. Изд. ВалГУС.
- Мююрисепп К. К. 1958. Характеристика нижней границы пакерортского горизонта от мыса Пакерорт до р. Сяси. Тр. Ин-та геологии АН ЭстССР, т. 3.
- Наливкин Д. В. 1953. Проблемы геологии девона Русской платформы. В кн. «Девон Русской платформы». Сб. докладов. ВНИГРИ. Гостоптехиздат.
- Наумова С. Н. 1953. Спорово-пыльцевые комплексы верхнего девона Русской платформы и их значение для стратиграфии. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 143, серия геол. (№ 60).
- Неволин Н. В. [и др.]. 1965. Строение современного рельефа поверхности фундамента Русской платформы. «Советская геология», № 2.
- Неволин Н. В. (гл. редактор). 1966. Схематическая карта рельефа поверхности фундамента платформенных территорий европейской части СССР м-ба 1:2 500 000. Мин-во геол. СССР.
- Нейштадт М. И., Гуделис В. К. 1961. Проблемы голоцена. К VI конгрессу INQUA (Варшава). Тр. ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР. Вильнюс.
- Нейштадт М. И. [и др.]. 1965. Голоцен. В сб. «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода». Изд. «Наука».
- Некрасов Б. А. 1938. Эофитоновый ижорский (фукоидный) и оболочный песчаники Ленинградской обл. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 16 (2).
- Николаев Н. И. 1962. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат.
- Николаев Н. И., Шульц С. С. 1961. Карта новейшей тектоники СССР (в м-бе 1:5 000 000). Изв. АН СССР, серия геогр., № 4.

Николаев Н. И. 1965. Проблема природы тектонических движений. Вестник МГУ, серия IV, геол., № 6.

Новикова А. С. 1951. О трещиноватости осадочных пород восточной части Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Новикова А. С. 1964. Русская плита. В кн. «Тектоника Европы». Объяснит. записка к междунар. тектонич. карте Европы, м-ба 1 : 2 500 000. Под ред. А. А. Богданова и др. Изд. «Наука» — «Недра».

Обручев Д. В. 1930. Значение ихтиофауны для стратиграфии северо-западного девона. Изв. Гл. геол.-развед. упр., т. 49, № 9.

Обручев Д. В. 1933. К стратиграфии среднего девона Ленинградской области. Зап. минер. об-ва, т. 62, вып. 2.

Обручев Д. В. 1951. О границе между средним и верхним девонem в Главном девонском поле. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 78 (48), № 5.

Обручев Д. В. 1958. Стратиграфическое распределение остатков рыб в девоне Русской платформы в связи с вопросами о границе среднего и верхнего девона. Сб. докл. ВНИГРИ. Гостоптехиздат.

Обручев Д. В. 1958. К биостратиграфии ихтиофауны нижнего и среднего палеозоя СССР. «Советская геология», № 11.

Обручев Д. В., Марк-Курик Э. Ю. 1965. Псаммостеиды (*Agnutha*, *Psammostiridae*) девона СССР. Ин-т геологии АН СССР, Таллин.

Обут А. М. 1953. Дендронидеи северо-запада Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 78.

Озерецковский Н. Я. 1792. Обзорение Онежского озера (Путешествие по озерам Ладожскому и Онежскому). Месяцеслов исторический и географический. СПб. Изд. 1.

Орвику К. К. 1960. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Изд. АН ЭстССР, Тарту.

Осипова А. И., Бельская Т. Н. 1967. Опыт литолого-палеоэкологического изучения визе-намюрских отложений Московской синеклизы. «Литология и пол. ископ.», № 5.

Остромецкая Е. Д., Котлукова И. В. 1966. Новые данные о нижнекаменноугольных и верхнедевонских отложениях среднего течения р. Мсты. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Запада РСФСР. № 5. Изд. «Недра».

Паасикиви Л. Б. 1966. Геологическое строение и история развития Хаанья-Локновского и Мынистского поднятий. Вопросы развед. геофиз., вып. 5. Изд. «Недра».

Пап А. И. 1962. Магматические и метаморфические комплексы докембрия. Тр. ИГН АН БССР, Минск.

Пап А. И. 1964. Краткий очерк геологии кристаллического фундамента Белоруссии. «Советская геология», № 8.

Пермяков Е. Н. 1949. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Бюлл. МОИП, нов. серия, вып. 12 (16).

Пермяков Е. Н. 1951. Основы методики использования трещиноватости горных пород для изучения тектоники платформенных областей. Тр. ВНИГРИ, вып. 2.

Побул Э. А. 1964. О строении кристаллического фундамента Эстонии по данным геофизики. Тр. Ин-та геол. АН СССР, вып. 10.

Познер В. М. 1951. Остракоды нижнего карбона Подмосковной котловины. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 56.

Покровская И. М. 1936. Флора межледниковых отложений р. Поломети. Бюлл. МОИП, т. 14, вып. 3.

Полканов А. А. 1936. Основные черты геологии восточной части Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии и очередные проблемы геохронологии по радиоактивному распаду. В сб. «Акад. В. И. Вернадскому к 50-летию науч. и педагогич. деят.» т. I.

Полканов А. А. 1938. Геологический очерк северной части плутона габбро-лабрадоритов Волины. Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., т. 67, вып. 2.

- Полканов А. А. 1939. Краткий очерк дочетвертичной геологии наиболее восточной части Фенноскандии — Карелии и Кольского полуострова. Уч. зап. ЛГУ, № 49. Земная кора, юбил. сб.
- Полканов А. А. 1956. Геология хогландия — ютния Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 6.
- Полканов А. В., Герлинг Э. К. 1961. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12.
- Пономарев И. П. 1955. Почвы Новгородской области. Новгород.
- «Последний европейский ледниковый покров». 1965. Под ред. В. П. Герасимова. К VII конгрессу. США, изд. «Недра»
- Потулова Н. В. 1924. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Ленинградской губернии. Изв. Геол. ком-та, т. 43, № 9.
- Потулова Н. В. 1927. Оболочные песчаники и диктioneмовые сланцы Ленинградской обл. Материалы по общ. и прикл. геол., вып. 63.
- Раукас А. В., Серебрянный Л. Р., Пуннинг Я. М. 1968. Об абсолютном возрасте краевых зон и эволюции оледенения на Северо-Западе Русской равнины в позднем плейстоцене. Тезисы докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изуч. краевых образцов материкового оледенения. Смоленск.
- Раукас А., Ряхни Э. 1969. О геологическом развитии впадины и бассейнов Чудского и Псковского озер. Изв. АН СССР, т. 18, Химия, геология, № 2.
- «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. 1961. Под ред. К. К. Маркова. К VI конгрессу INQUA (Варшава). Изд. АН СССР.
- «Решения Всесоюзного совещания по выработке общей унифицированной схемы стратиграфии девонских и додевонских отложений Русской платформы и западного склона Урала, состоявшегося во ВНИГРИ 26/II—3/III 1951 г. 1951. Гостоптехиздат.
- «Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы 1962 г.». 1965. Л.
- «Решение совещания по классификации платформенных структур (март)». 1963. ВНИГРИ.
- Рукояткин А. А. 1966. Результаты исследований новейшей тектоники Восточного Приильменья. Вопросы развед. геол., вып. 5. ВИГР. Изд. «Недра».
- Рухин Л. Б. 1939. Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области. Уч. Зап. ЛГУ, серия геол.-почв. наук, вып. 4.
- Рухин Л. Б. 1939. Материалы к познанию условий отложений и литологии оболовой толщи бассейна рек Тосно и Саблинка. Уч. зап. ЛГУ, № 24.
- Рухин Л. Б. 1946. Стратиграфия песчаной толщи среднего девона Лужского и Оредежского районов Ленинградской области. Науч. бюлл. Ленингр. гос. ун-та, № 10.
- Рухин Л. Б. 1948. Проблема происхождения красноцветных толщ. Вестник ЛГУ, № 7.
- Рухина Е. В. 1939. Материалы по изучению Шапко-Кирсанских камов Ленинградской области. Уч. зап. ЛГУ, № 25.
- Рухина Е. В. 1946. О характере дочетвертичного рельефа Ленинградской области и Прибалтики. Науч. бюлл. Ленингр. ун-та, № 9.
- Рухина Е. В. 1957. О предчетвертичных долинах северо-западной части Русской платформы и их геологическое значение. Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., т. 69, вып. 2.
- Рыбусокс А. К. 1956. Биостратиграфическое расчленение ордовика Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, вып. 1.
- Рыбусокс А. К., Мянниль Р. М. 1960. К палеогеографии Русской платформы и некоторые вопросы стратиграфии. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, т. 5.
- Рябинин В. Н. 1933. Общая геологическая карта европейской части СССР. Лист 55. ЛГГГТ, вып. 3.

Савинов Ю. А. 1966. Геоморфологическое районирование северо-запада и севера Русской плиты. Северо-Запад европейской части СССР. Лен. гос. ун-т.

Саломон А. П. 1966. Размещение фаций и полезных ископаемых в связи с палеотектоникой. В сб. «Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Запада РСФСР», вып. 5. Изд. «Недра».

Саломон А. П., Вандерфлит Е. К. 1966. К стратиграфии песчано-глинистой толщи нижнего карбона северо-западной части Подмосковского угленосного бассейна. В сб. «Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Запада РСФСР», вып. 5. Изд. «Недра».

Саммет Э. Ю. 1961. Некоторые вопросы четвертичной геологии и геоморфологии западной части Ленинградской области. Палеогеогр. четвертич. периода СССР. Под ред. К. К. Маркова. К VI конгрессу INQUA в Польше.

Саммет Э. Ю. 1963. О связи стадияльных краевых образований валдайского оледенения с гидрографической сетью Северо-Запада Русской равнины. В сб. «Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине. Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. 1. Изд. АН СССР.

Саранчина Г. М. 1967. Постладожские гранитоиды Приладожья. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Запада РСФСР, вып. 7. Изд. «Недра».

Свигальский Н. И. 1921. Залегание горных пород в районе г. Павловска и нарушения в нем. «Экскурсионное дело», № 1.

Семенович Н. И. [и др.]. 1965. Донные отложения Ладожского озера. Изд. «Недра».

Семихатова С. В. 1959. Основные вопросы стратиграфии нижней части нижнего карбона. В сб. «Стратиграфия нижней части нижнего карбона Волго-Уральской области Русской платформы». Тр. ВНИГРИ, вып. 14. Гостоптехиздат.

Сенюков В. М., Кноблок В. Г., Мосякин П. Ф. 1947. Нефтегазоносность палеозойских отложений северо-западных областей СССР. Гостоптехиздат.

Симанович И. М. 1964. О постседиментационном преобразовании шокшинских кварцито-песчаников. «Литология и пол. ископ.», № 1.

Соколов А. М. 1934. Шокшинский кварцит. «Огнеупоры», № 12.

Соколов Б. С. 1940. Песчано-глинистые отложения нижнего карбона Подмосковского бассейна. «Советская геология», № 5-6.

Соколов Б. С. 1944. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии севера Подмосковского бассейна (Любытинский район). Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв. наук, вып. 11, № 70.

Соколов Б. С. 1946. Основные черты стратиграфии и палеогеографии северного крыла Подмосковского бассейна. Нижний карбон Вытегорского района. Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв. наук, вып. 14, № 93.

Соколов Б. С. 1951. Табуляты палеозоя европейской части СССР, ч. 1. Ордовик Западного Урала и Прибалтики. Тр. ВНИГРИ, серия нов., вып. 48.

Соколов Б. С. 1952. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Соколов Б. С. 1953. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы. В сб. «Девон Русской платформы». ВНИГРИ. Гостоптехиздат.

Соколов Б. С. 1956. Сравнительная характеристика доэйфельских отложений центральных и восточных районов Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 95, геол. сб., № 2.

Соколов Б. С. 1958. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии. Геол. сб., № 3. Тр. ВНИГРИ, вып. 126. Гостоптехиздат.

Соколов Б. С. 1959. Материалы к стратиграфии и палеогеографии Тихвинского карбона. Уч. зап. ЛГУ, серия геол., вып. 10.

Соколов Б. С. 1960. Общие вопросы стратиграфии отложений позднего докембрия и раннего палеозоя СССР (синий, кембрий, ордовик, силур). Докл. на Всесоюз. стратигр. конф. 1959 г. «Геология и геофизика», № 4.

- Соколов Б. С. 1960. Додевонская палеогеография Русской платформы и некоторые вопросы стратиграфии. В сб. «Материалы совещ. по стратигр. силура и девона». Докл. советских геол.
- Соколов Б. С. 1964. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. XXII сессия МГК. Докл. сов. геол., проблема 10. М.
- Соколов Б. С., Александрова Е. П. 1952. Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы, ч. 1. (Палеозой. Системы синийская, кембрийская, ордовикская и силурийская). Тр. ВНИГРИ.
- Соколов Б. С., Алихова Т. Н., Келлер Б. М. [и др.]. 1960. Стратиграфия, корреляция и палеогеография ордовика СССР. XXI сессия МГК. Докл. сов. геол. Изв. АН СССР.
- Соколов Б. С., Дзевановский Ю. К. 1957. О стратиграфическом положении и возрасте осадочных пород докембрия. «Советская геология», сб. 55.
- Соколов Н. Н. 1927. Геоморфологический очерк района р. Волхова и оз. Ильмень. Материалы по изуч. р. Волхова и ее бассейна, вып. 7. Изд. Волховстрой.
- Соколов Н. Н. 1934. Основные черты рельефа Валдайской возвышенности. Тр. I Всесоюз. геогр. съезда, вып. 3. Л.
- Соколов Н. Н. 1936. Условия залегания и возраст межледниковых отложений р. Поломети. Бюлл. МОИП, вып. 1, т. 14.
- Соколов Н. Н. 1948. О геоморфологических провинциях Русской равнины. Тр. Почв. ин-та, т. 27, М.—Л.
- Соколов Н. Н. 1949. Геологическое строение и история развития рельефа. В сб. «Северо-Запад РСФСР», М.—Л. Изд. АН СССР.
- Соколов Н. Н. 1961. Принципы геоморфологического разделения Русской равнины. В кн. «Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода», т. 2. М.
- Соколов Н. Н. 1946. О положении границ оледенений в европейской части СССР. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 37.
- Соломкин Ю. Ф. 1966. Особенности строения кристаллического фундамента Восточного Приильменья по сейсмическим данным. В сб. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 5. Изд. «Недра».
- Спижарский Т. Н. 1935. К вопросу о стратиграфии каменноугольных и пермских отложений района среднего течения р. Мологи. Изв. ЛГРТ, № 4 (9).
- Спрингис Е. Н. 1960. О позднеплейстоценовых тектонических движениях на юго-восточном крыле Латвийского прогиба. В сб. «Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике». Изд. АН ЭстССР.
- Спрингис Е. Н. 1961. О новейших движениях в Латвийском синклинальном прогибе. Сб. «Неотектоника СССР». Изд. АН ЛатССР.
- Станкевич Л. И. 1955. Новые данные по стратиграфии нижнего ордовика Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 105, № 2.
- Станкевич Л. И. 1961. Пестовская опорная скважина (Новгородская обл.). Тр. ВНИГРИ, вып. 182.
- Судовиков Н. Г. 1939. Докембрий Карельской АССР. Тр. XVIII сессии МГК, т. 2.
- Судовиков Н. Г. 1939. Материалы по петрологии западного Беломорья. Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 19.
- «Тектоническая карта СССР», м-ба 1 : 2 500 000. 1964. Гл. ред. Т. Н. Спижарский. Мин-во геол. СССР. ВСЕГЕИ.
- Тетяев М. М. 1941. Форма структуры южной части Ленинградской области в связи с ее вероятной нефтеносностью. «Советская геология», № 1.
- Тимофеев Б. В. 1955. К микропалеонтологической характеристике нижнекембрийской синей глины окрестностей Ленинграда. Геол. сб., т. 3 (IV). ВНИГРИ.
- Тимофеев В. М. 1916. О кварцитах Олонецкой губернии. Тр. Комиссии сырья, вып. 1.
- Тимофеев В. М. 1922. Геологический очерк бассейна р. Свири и западного и северо-западного побережья Онежского озера. I Всерос. геол. съезд. Пг.

Тимофеев В. М. 1935. Петрография Карелии. Петрография СССР, серия 1. АН СССР.

Тихомиров С. В. 1967. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. Изд. «Недра».

Ульмер А. Э. 1935. К литостратиграфии нижнего карбона северо-западного крыла Подмосковного бассейна. Изв. ЛГГГТ, № 2—3.

Ульмер А. Э. Нижнекаменноугольные отложения Подмосковной котловины. Госгеолиздат.

Усикова Т. В., Клейменова Г. И., Джиноридзе Р. Н. 1963. Поздние последникова история развития Ленинграда. «Baltica», вып. 1.

Усикова Т. В., Малясова Е. С. 1965. К вопросу о происхождении камовых возвышенностей окрестностей Ленинграда. «Балтика», т. 2.

Успенский В. А., Чернышева А. С. 1951. Вещественный состав органического материала из нижнесилурийских известняков в районе Чудово. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 57. Геохим. сб., № 2—3.

Ушакова З. Г. 1959. О нижнепалеозойской трапповой формации Русской платформы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 7.

Фандерфлит Е. К. 1962. К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Южного Тимана. В сб. «Материалы по геол. и пол. ископ. РСФСР», № 3.

Федоров А. Н. 1946. Новые данные о тектонике Ленинградской области. Докл. АН СССР, т. 41, № 6.

Филиппова М. Ф., Аронова С. М., Ляшенко А. И. [и др.]. 1958. Девонские отложения центральных областей Русской платформы. Изд. ВНИГРИ, Л.

Фотиади Э. Э. 1958. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Тр. ВНИИГеофизика, вып. 4.

Фотиади Э. Э. 1957. О структуре кристаллического фундамента Русской платформы. В кн. «Очерки по геологии СССР (материалы опорного бурения)», т. 2. Гос-топтехиздат.

Фотиади Э. Э. 1959. О строении складчатого фундамента европейской части СССР. Геол. сб. Тр. ВНИГРИ, вып. 131, № 4.

Форш Н. Н. 1935. Новые данные о строении окской толщи Боровичского и Тихвинского районов и значение этого вопроса для проблемы C_1^h . Изв. Ленингр. геол.-гидро-геод. тр., № 2—3.

Фохт К. К. 1885. Результаты геологического исследования в области Онежского кварцита. Ср. С.-Пб. об-ва, т. 16, вып. 2.

Фуллон А. 1839. Поездка из Петрозаводска на Кончозерский завод. «Горный журнал», ч. 1, кн. 13.

Хавин Е. И. 1966. Новые данные о геологическом строении юго-западной части Вологодской области. Материалы по геологии и пол. ископ. Северо-Запада РСФСР, вып. 5. Изд. «Недра».

Хазанович К. К. 1936. О тектоническом нарушении нижнего палеозоя в окрестностях Ленинграда. «Пробл. сов. геол.», № 12.

Харитонов Л. Я. 1957. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. Уч. зап. ЛГУ, серия геол. наук, вып. 9.

Харитонов Л. Я. 1958. Новые данные по геологии протерозоя Южной Карелии. Науч. докл. высш. школы, № 4.

Харитонов Л. Я. 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Запада РСФСР, вып. 8. Изд. «Недра».

Чернышев Ф. Н. 1886. Некоторые геологические данные в области девонских отложений в окрестностях Холма по течению рек Ловати, Куньи, Бол. и Мал. Тудер. Зап. С.-Пб. минер. об-ва, серия 2, ч. 22.

Чеботарева Н. С. [и др.]. 1965. О возрасте речных террас северо-запада Русской равнины. В сб. «Палеогеогр. и абс. хронология верхнего плейстоцена и голоцена». Изд. «Наука».

- Черемисинова Е. А., Знаменская О. М. 1962. Распространение мгинского межледникового моря и основные черты его палеогеографии. В сб. «Вопросы стратигр. четвертич. отлож. Северо-Запада европ. части СССР».
- Чихачев С. М. 1936. К вопросу о тектонике Ленинградской области. «Пробл. сов. геол.», № 8.
- Шатский Н. С. 1937. О тектонике Восточно-Европейской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 15, вып. 1.
- Шатский Н. С. 1940. К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы. «Советская геология», № 10.
- Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Материалы к познанию геол. строения СССР, нов. серия, бюлл. МОИП, вып. 2 (6).
- Шатский Н. С. 1952. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Шатский Н. С. 1952. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шатский Н. С. [и др.]. 1957. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Госгеолтехиздат.
- Шатский Н. С. 1960. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. XXI сессия МГК, докл. сов. геол. Проблема 8. М., АН СССР.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. 1961. О международной тектонической карте Европы м-ба 1 : 2 500 000. Изв. АН СССР, № 4.
- Шлыкова Т. И. 1951. Фораминиферы визейского и намюрского ярусов нижнего карбона западного крыла Подмосковной котловины. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 56.
- Шмидт Ф. Б. 1886. О параллелизации русских кембрийских отложений со шведскими. Тр. С.—Пб. об-ва естествоисп., т. 17, вып. 1.
- Шульц С. С. 1958а. Новейшая тектоника. Русская платформа. Сб. «Геологическое строение СССР». Тектоника, т. 3. Изд. «Недра».
- Шульц С. С. 1958б. О связи рельефа и новейшей тектоники со структурой северо-западной и западной части Русской платформы. Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, т. 6.
- Шульц С. С., Можаяев Б. Н., Можаяева В. Г. [и др.]. 1963. Судомская возвышенность. Геол.-геоморф. очерк. М.—Л. Изд. АН СССР.
- «Магматизм архея северной Карелии». 1960. XXI сессия МГК, докл. сов. геол. Проблема 13. Изд. АН СССР.
- Шуркин К. А. 1968. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Изд. «Наука».
- Энгельман. 1838. Взгляд на геолого-геогностический состав Олонецкого горного округа. «Горный журнал», ч. 1. СПб.
- Эскола П. 1961. Геологические и геохронологические особенности кристаллического фундамента Финляндии. В сб. «Физ.-хим. пробл. формиров. горных пород и руд». Изв. АН СССР.
- Эскола П. 1967. Докембрий Финляндии. В кн. «Докембрий Скандинавии». Под ред. К. Рапкома. Изд. «Мир».
- Яковлев С. А. 1905. О гранитоидных жилах в диабазовых юго-западного побережья Онежского озера. Тр. С.—Пб. общества естествоиспытателей, т. 33, вып. 5.
- Яковлев С. А. 1926. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. Изв. Науч. мелиор. ин-та, вып. 8—13.
- Яковлев С. А. 1932. О карте отложений четвертичной системы европейской части СССР и сопредельных с ней территорий в м-бе 1 : 2 500 000. Тр. 2-й международной конференции МАИЧПЕ INQUA, вып. 1.
- Яковлев С. А. 1947. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время. Бюлл. АН СССР, № 9.
- Яковлев С. А. 1956. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, нов. серия, т. 17. Госгеолтехиздат.

Яковлева С. В. 1937. Ловатский ледниковый язык. Тр. сов. секции МАИЧПЕ INQUA, вып. 1. Л.

Яковлева С. В. 1965. Главнейшие пути распространения молодых оледенений на Северо-Западе Русской равнины по данным литологического изучения морен. Литологич. сб., кн. 4. Изд. АН СССР.

Яковлева В. В., Зак С. И. 1966. К проблеме районирования докембрия восточной части Балтийского щита. В кн. «Вопросы геол. и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Петрозаводск.

Янишевский М. Э. 1931. Геологический очерк западной части 41-го листа 10-верстной карты европейской части СССР. Тр. ГГРУ, вып. 78.

Янишевский М. Э. 1932. Геологическая карта окрестности г. Ленинграда. Описание геологического строения г. Слуцка. Тр. ВГРО, вып. 126.

Янишевский М. Э. 1935. К вопросу стратиграфии нижнего карбона Ленинградской области. Изв. Ленингр. геол.-гидро-геодез. тр. (ЛГГГТ). № 2—3 (7—8).

Янишевский М. Э. 1939. Кембрийские отложения Ленинградской области. Уч. зап. ЛГУ, серия геогр. наук, вып. 1. ЛГУ.

Янишевский М. Э. 1950. Древнейший трилобит из нижнекембрийской синей глины *gdovia assatkini* gen. et sp. nov. «Вопросы палеонтологии», т. 1.

Янишевский М. Э. 1954. Фауна брахиопод нижнего карбона Ленинградской области. Изд. ЛГУ.

Яуншутнинь А. И. 1934. К вопросу об условиях отступления последнего ледникового покрова на северо-западной окраине Русской равнины. Изд. Русск. геогр. об-ва, т. 66, вып. 3.

Яуншутнинь А. И. 1936. Краткий обзор четвертичных отложений восточной части Ленинградской области. Изв. ЛГГГТ, № 3 (12).

Ailio J. 1915. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung. Fennia, Bd. 38, N 3.

Berghell H. 1912. De prejatuliska skiffrarna norr om Ladoga. Geol. Förr. Stockh. Förb, Bd. 34.

Brander G. 1937. Zur Dentung der Instramoränen Tonablagerung an der Mga, unweit von Leningrad. Comp. Rend. Soc. geol. de Finl., N 9.

Eskola P. 1921. Around Pitkäranta. Annalea Academia Sententiarum Fennia, Ser. A III, Geologica geographica, 27.

Eskola P. 1949. The problem of mantled gneiss domes. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. CIV, pt. 4, N 116.

Eskola P. 1960. Geologi in Finland g. o. Times N 5.

Fromm E. 1963. Absolute chronology of the Late-Quaternary Baltic. Arevicus of swedish investigations. Baltica, 1.

Frosterus B. 1902. Berbyggnaden in Sydöstra Finland. Bull. Comm. Geol. Finl. n. 13.

Hackman V. 1931. Geologisk översitskarta över Finl. Seet. D2 Nyslott.

Hackman V. 1933. Suomen geologinen Viieskarta Lehti D2 Savonlinnu-Helsinki.

Hausen H. 1930. Geologie des Soanlichtgebietes im südlichen Karelien. Bull. Comm. Geol. Finl., N 90.

Hyuppä E. 1937. Postglacial Changes of Shore-line in South Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., N 120.

Jaanusson V. 1944. Übersicht der Stratigraphie der Zychholm-Komplexstufe. Bull. Comm. Geol. Finl., N 132.

Korpela K. 1962. Interglazialista turvetta Rovaniemen seudella. Geologi, vol. 14, N 2.

Leiwiskä J. 1951. Drei eiszeitliche Randmoränen. Fennia, bd. 74, N 1.

Magnusson H. 1961. Thirty years discussion on the origin of the late Sveco-tennian veined gneisses in central Sweden. Bull. Comm. Geol. Finl., N 196.

Marmo V. 1959. Precomdristen kivien «nuorentumisesta». Geologi, N 6.

Mickwitz A. 1895. Ueber die Gattung Obolus Eichw. Mem. de l'Acad. Imper. des sciences de St. Petersburg. Ser. 8.

- Mickwitz A. 1911. Archäicum Kambrium Lilus Baltiseche Zandeskunde. Riga.
- Niewiarowski W. 1961. Katy okolie Leningradu i proba ponownania ich L kemami polskimi. Przegląd geograficzny kwartalnik t. 23, zeszyt 3, Polska Ak. N., institut geogr. Warszawa.
- Õpik A. 1925. Beitrag zur Stratigr Stratigraphie und Fauna d. estnischen Unter-cambrium (Eophyton sahdstein). Publicat of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu.
- Õpik A. 1956. Cambrien (Lower Cambrien) of Estonia. Symposium 22 Cong. Geol. Inst. Mexico.
- Ramsay W. 1928. Eisgestante Seen und Bezession des Inlandeises in Südkar-elien und im Newatal. Fennia, bd. 3, N 5.
- Raymond F. 1916. The Correlation of the Ordovician strata of the Baltic Basin with those of Eastern North-America. Bull. Mus. Compar. Zool. at Harv. Coll., N 3. Cambridge.
- Sauramo M. 1925 (1926). Geochronologische Studien in Russland. G. F. F., bd. 47, N 4.
- Sedergolm I. 1897. Ueber eine archaische Sedimentformation in südwestlicher Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgehiges. Bull. Comm. Geol. Finl., N 6.
- Sedergolm J. J. 1916. Ladogium redivium. Geol. Fören. Föhr., bd. 38.
- Sedergolm J. J. 1932. On the Geology of Fennoscandia. Bull. Comm. Geol. Finl., N 98.
- Simonen A. 1960. Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., N 189.
- Schmidt Fr. 1858. Untersuchungen über die silurische Formation von Estland, Nord—Livland und Ösel. Archiv Naturkunde Liv. Est. und Kurlands, Ser. 1, Bd. 2, Zief. 1.
- Schmidt F. 1881. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst gegen-stischer Übersicht der ostla itischen Silurgebiets. Abthelung I, Mem. Acad. Sci., St. Re-tersburg, Ser. 7, t. 30, N 1.
- Schmidt F. 1882. On the Silurian (and Cambrian) Strata of the Baltic Provinces of Russia as compared with those of Scandinavia and the British Insels. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 38.
- Schmidt F. 1888. Eine neuentdeckte unterkambrische Fauna in Estland N. Jahrb. für Mineral etc., Bd. 1.
- Schmidt G. 1897. Excursion durch Estland. Guide des excursions geologiques du VII Congres Geologique International.
- Tammekann A. The Baltic glint. A geomorphological Study. Part I. Morpho-graphy of the glint Publications Instituti Universitatis Tartuensis Geographici, N 24. Tartu, 1940.
- Trüstedt O. 1907. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga—See. Bull. Comm. Geol. Finl., N 19.
- Teichert C. 1927. Die klufttektonik der Kambrosilurischen Schichtentafel Est-lands. Geol. Bundschau, N 18.
- Väyrynon H. 1933. Über die Stratigraphie der Karelischen Formationen. Bull. Comm. Geol. Finl., N 101.
- Väyrynon H. 1954. Suomen kallioperä sen synty ja geologinen kehitys. Hel-sinki Tiedenkiryast, N 27.
- Wahl W. 1908. Beiträge zur Geologie der präkambrischen Bildugen im Gouver-nement Oloner II.
- Wahl W. 1925. Die Gesteine des wiborgee Rapakivigebietes. Fennia 45, N 20.
- Wegmann C. 1896. Beispiele tecktonischer Analisen des Grundgebirges in Fin-land. Bull. Comm. Geol. Finl., N 32.
- Wilkmann N. 1896. Beskrifning till kartbodet Geol. Comm., N 32.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	7
Глава I. История геологического изучения. В. А. Селиванова, В. С. Кофман	14
Глава II. Физико-географическое описание и экономическая характеристика. Т. В. Александрова	26
Глава III. Основные черты геологического строения. В. А. Селиванова	39
Глава IV. Стратиграфия	46
Архей, нижний и средний протерозой. Н. А. Вологовская	46
Архейская группа. Н. А. Вологовская	52
Архей — нижний протерозой. Н. А. Вологовская	54
Нижняя и средняя подгруппы. Н. А. Вологовская	56
Архейские и протерозойские интрузивные образования. Н. А. Вологовская	59
Верхний протерозой	64
Иотнийская серия. Д. И. Гарбар	—
Верхнепротерозойские (постиотнийские) магматические образования. Д. И. Гарбар	81
Рифей. А. С. Яновский	91
Вендский комплекс	99
Волынская серия. А. С. Яновский	—
Валдайская серия. А. С. Яновский	105
Кембрийская система. А. С. Яновский	114
Нижний отдел	118
Балтийская серия. А. С. Яновский	—
Средний отдел. Тискреский горизонт. А. С. Яновский	125
Ордовикская система. В. А. Селиванова	127
Девонская система. Э. Ю. Саммет	174
Каменноугольная система. В. С. Кофман, В. Ю. Горянский	245
Пермская система. Е. И. Хавин	295
Четвертичная система. Н. И. Апухтин	297
Неоген — нижнечетвертичные отложения. Н. И. Апухтин	300
Нижнечетвертичные отложения. Н. И. Апухтин	301
Среднечетвертичные отложения. Н. И. Апухтин	305
Верхнечетвертичные отложения. Н. И. Апухтин	319
Современные отложения. Э. Ю. Саммет	345
Глава V. Тектоника. В. Н. Зандер, А. П. Саломон	361
Новейшая тектоника. Б. Н. Можжев	407
Ледниковые дислокации. В. С. Кофман	421
Глава VI. Геоморфология. Д. Б. Малаховский, И. П. Баканова	425
Глава VII. История геологического развития. В. С. Кофман	466
Литература	484

Приложения:

1. Геологическая карта дочетвертичных отложений в масштабе 1:1 000 000 (вкладка)
2. Геологическая карта четвертичных отложений в масштабе 1:1 000 000 (вкладка)

**КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ
ГЕОЛОГИЯ СССР**

Том I

**Ленинградская, Псковская
и Новгородская области**

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Редактор издательства Державина Н. Г.

Технические редакторы: Сычева Е. С.,
Лаврентьева Л. Г.

Корректор Меркулова Г. А.

Слано в набор 4/I 1971 г.	Подписано в печать 23/IV 1971 г.	Т-06659
Формат 70×108/16	с 11 вкладками+2 цв. карты	Усл. печ. л. 57,05
Уч.-изд. л. 48,3+3,9 (цв. карты 2)	Бумага № 1	Заказ 17/11078—1
Тираж 1100 экз.	Индекс 3—4—1	Цена 5 р. 86 к. с вкладками

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская картфабрика ВАГТ

