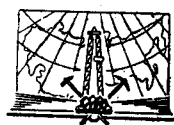


ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XII

ПЕРМСКАЯ,
СВЕРДЛОВСКАЯ,
ЧЕЛЯБИНСКАЯ
И КУРГАНСКАЯ
ОБЛАСТИ

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ
КНИГА 2



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



Главный редактор
академик А. В. Сидоренко

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1969

<http://j.aramaic.ru/>

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XII

ПЕРМСКАЯ, СВЕРДЛОВСКАЯ,
ЧЕЛЯБИНСКАЯ И КУРГАНСКАЯ
ОБЛАСТИ

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ
КНИГА 2

Редакторы П. И. Аладинский,
В. А. Перваго, К. К. Золоев

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

МОСКВА 1969

<http://jassic.ru/>

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»**

<i>АССОВСКИЙ А. Н.</i>	<i>МЕННЕР В. В.</i>
<i>БЕЛОУСОВ В. В.</i>	<i>МИРЛИН Г. А.</i>
<i>БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.</i>	<i>МИРЧИНК М. Ф.</i>
<i>БОГДАНОВ А. А.</i>	<i>МУРАТОВ М. В.</i>
<u><i>БОРУКАЕВ Р. А.</i></u>	<i>НАЛИВКИН Д. В.</i>
<i>БОРОВИКОВ Л. И.</i>	<i>ОРВИКУ К. К.</i>
<i>ГАРЬКОВЕЦ В. Г.</i>	<i>ПЕЙВЕ А. В.</i>
<i>ГОРБУНОВ Г. И.</i>	(зам. главного редактора)
(зам. главного редактора)	<i>ПОПОВ В. С.</i>
<i>ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.</i>	<i>РОГОВСКАЯ Н. В.</i>
<i>ЕСЕНОВ Ш. Е.</i>	<i>РОЖКОВ И. С.</i>
<i>ЗУБАРЕВ Б. М.</i>	<i>СЕМЕНЕНКО Н. П.</i>
<i>КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.</i>	<i>СЕМЕНОВИЧ В. В.</i>
<i>КОСОВ Б. М.</i>	<i>СИДОРЕНКО А. В.</i>
<i>КУЗНЕЦОВ Ю. А.</i>	(главный редактор)
<i>МАГАКЬЯН И. Г.</i>	<i>СМИРНОВ В. И.</i>
<i>МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.</i>	<i>ТРОФИМУК А. А.</i>
(зам. главного редактора)	<i>ЩАТАЛОВ Е. Т.</i>
<i>МАЛЫШЕВ И. И.</i>	<i>ЩЕГЛОВ А. Д.</i>
<i>МАРКОВСКИЙ А. П.</i>	<i>ЯНШИН А. Л.</i>
<i>МАШРЫКОВ К. К.</i>	<i>ЯРМОЛЮК В. А.</i>

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XII ТОМА

<u><i>АЛАДИНСКИЙ П. И.</i></u>	<i>НЕЧАЕВ П. В.</i>
<i>АРХАНГЕЛЬСКИЙ Н. И.</i>	<i>ПЕРВАГО В. А.</i>
<i>ВАРГАНОВ В. Г.</i>	<i>ПРЕЙС В. Ф.</i>
<i>ГАРАНЬ М. И.</i>	<i>ПРОНИН А. А.</i>
<i>ГЕРАСИМОВ И. П.</i>	<i>ПОЯРКОВ М. А.</i>
<i>ГОРСКИЙ И. И.</i>	<i>ПУРКИН А. В.</i>
<i>ЕРМАКОВ Н. П.</i>	<i>СОБОЛЕВ И. Д.</i>
<i>ЗОЛОЕВ К. К.</i>	<i>ТАРХАНЕЕВ Б. Ф.</i>
<i>КОРОЛЬКОВ А. А.</i>	<i>ТРИФОНОВ В. П.</i>
<i>МОКРУШИН К. В.</i>	



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



КНИГА 2

ГЕОЛОГИЯ СССР. ТОМ XII. ПЕРМСКАЯ, СВЕРДЛОВСКАЯ, ЧЕЛЯБИНСКАЯ И КУРГАНСКАЯ ОБЛАСТИ. ЧАСТЬ I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ. КНИГА 2. М., «Недра», 1969. 304 стр.

Во второй книге описано тектоническое строение рассматриваемой территории, приведена схема тектонического районирования, детально охарактеризованы структуры (вплоть до структур III порядка) и неотектоника. Проведен анализ геофизических полей Урала и рассмотрена их взаимосвязь с геологическими структурами и петрографическим составом пород. Дано геоморфологическое районирование описываемой территории и показана роль основных факторов рельефообразования в выделенных геоморфологических районах.

Таблиц 3, иллюстраций 41, библиография — 694 названия.

2—9—1

Коллектив авторов

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XII

Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области

Часть I

Геологическое описание

Книга 2

Редактор издательства *В. Н. Макеев*

Техн. редакторы *Т. М. Шмакова, Л. Д. Агапонова*

Корректор *Т. М. Кушнер*

Сдано в набор 6/V 1969 г.

Подписано в печать 11/IX 1969 г.

T-12862

Формат 70×108^{1/16}

Печ. л. 19,0 с 4 вкл. + 4,0 цв. карты = 24,0

Усл. печ. л. 28,0 с 4 вкл. + 5,6 цв. карты = 33,6

Уч.-изд. л. 28,18 с 4 вкл. + 4,0 цв. карты = 32,18

Бумага № 1.

Индекс 3—4—1

Заказ 603/10340-1

Тираж 2000 экз.

Цена 2 р. 81 к. с картами

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Ленинградская картфабрика ВАГТ

ВВЕДЕНИЕ

Еще сравнительно недавно Урал рассматривался только как типичная палеозойская геосинклиналь (Архангельский, 1932; Бубнов, 1935). При этом допалеозойским тектоническим движениям в формировании уральского подвижного пояса отводилась весьма скромная роль. За последние 25—30 и особенно за последние 12—15 лет, в связи с огромным размахом геологических и геофизических исследований, представления о структуре и тектоническом развитии Урала неизмеримо расширились и вместе с тем получили обоснование фактическими данными. В настоящее время считается надежно установленным, что в позднедокембрийское время на месте Урала существовала геосинклиналь, в которой накапливались мощные толщи осадков и иногда в значительной мере проявлялся типичный для подвижных поясов эффузивный магматизм. Наиболее уверенно это установлено для центральной орографической зоны и прилегающих к ней частей западного склона Урала, где древняя допалеозойская Уральская геосинклиналь достаточно отчетливо выражена. Среди геологов существуют разногласия только о масштабах развития древней допалеозойской геосинклинали и роли докембрийских образований в строении отдельных уральских структур.

По современным представлениям Урал в историческом аспекте рассматривается, в основном, как геосинклинальная система, развившаяся на раннедокембрийском кристаллическом основании в два больших цикла — позднедокембрийско-кембрийский и ордовикско-позднепалеозойский.

Вместе с тем развитие Урала в течение ордовикско-позднепалеозойского цикла было во всех отношениях более интенсивным, чем в позднедокембрийско-кембрийском. При этом палеозойские тектонические движения, магматизм и метаморфизм захватили также древние структурные образования и произвели в них существенную перестройку. Поэтому прежнее представление об Урале, как о типичной палеозойской геосинклинали, имеет известное основание.

Каждый из этих циклов начинался общими или преобладающими нисходящими движениями — прогибанием и возможно частью блоковыми опусканиями земной коры с последующим превращением этих движений в дифференцированные по скорости или по знаку, что по видимому, и составляло основу тектонического развития региона в собственно геосинклинальные стадии. Прогибание сопровождалось накоплением осадков и вулканизмом различной интенсивности в различных зонах и подзонах на разных этапах истории развития геосинклинали. В ходе геосинклинального развития Уральского подвижного пояса преобладающие, длительные по времени проявления нисходящие движения прерывались относительно кратковременными эпохами стабилизации и частных поднятий, сопровождавшихся складчатыми и разрывными дислокациями накопленных в прогибах осадочных и вулканоген-

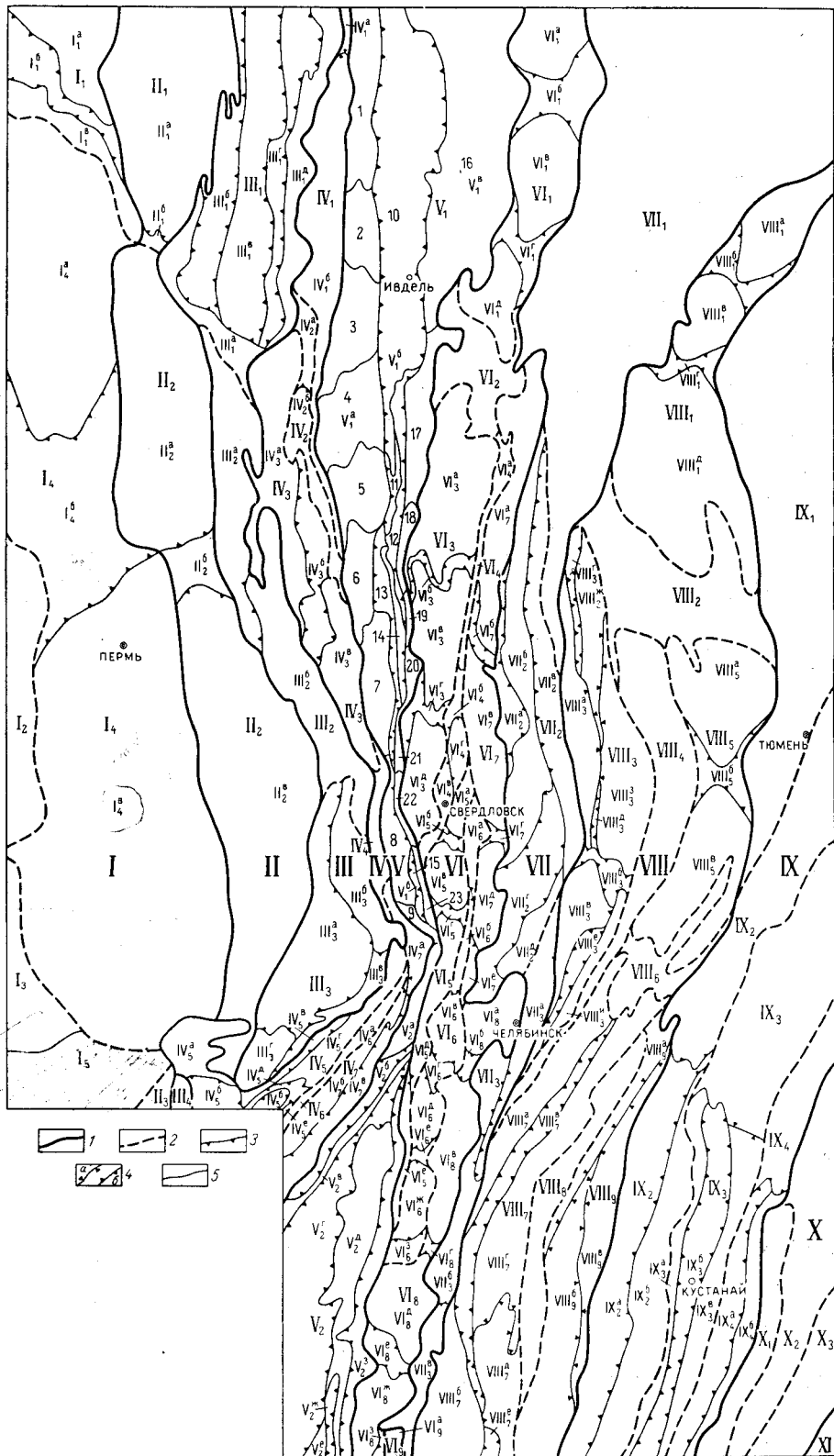


Рис. 1. Схема тектонического районирования Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала

1 — границы структур I порядка; 2 — то же II порядка; 3 — то же III порядка; 4 — то же для однозначных смежных структур (а — положительных, б — отрицательных); 5 — то же IV порядка

Тагильского мегасинклинария.

1 — Восточная часть Русской платформы: 1₁ — Тиманская антеклиза (1_{1а} — Ухтинский свод, 1_{1б} — Тобьская депрессия, 1_{1в} — Колвинско-Вычегодский мегавал), 1₂ — Верхне-Камская мегавпадина; 1₃ — Бирская седловина; 1₄ — Камско-Башкирское поднятие (1_{4а} — Камский свод, 1_{4б} — Чермозская седловина, 1_{4в} — Пермско-Башкирский свод); 1₅ — Прибельские структуры. II — Предуральский краевой прогиб. II₁ — Верхне-Печорская мегавпадина (II_{1а} — Курьинская впадина, II_{1б} — Колвинская седловина); II₂ — Уфимско-Соликамская мегавпадина (II_{2а} — Соликамская впадина, II_{2б} — Косвинско-Чусовская седловина, II_{2в} — Сыльвинская впадина). II₃ — Бельская мегавпадина. III — Западно-Уральская внешняя зона складчатости: III₁ — Кожимо-Вишерская структура (III_{1а} — Полловодско-Колчимский антиклинорий, III_{1б} — Ошанская структура, III_{1в} — Динский моноклиний, III_{1г} — Ильчино-Язьвинский моноклиний, III_{1д} — Шантымско-Цельский моноклиний); III₂ — Язьвинско-Чусовская структура (III_{2а} — Кизеловская структура, III_{2б} — Безгодовско-Староуткинская структура); III₃ — Бардымско-Айская структура (III_{3а} — Михайловско-Ункурдинский моноклиний, III_{3б} — Сергинско-Бардымский моноклиний, III_{3в} — Айский моноклиний, III_{3г} — Сулеймановская мегантиклиналь); III₄ — Зилемско-Нугушская структура. IV — Центрально-Уральское поднятие: IV₁ — Ляпинско-Исовской мегантиклинорий (IV_{1а} — Ляпинский антиклинорий, IV_{1б} — Верхнепечорско-Исовской антиклинорий); IV₂ — Уловско-Ковинский синклинорий (IV_{2а} — Уловско-Тынльская мегасинклиналь, IV_{2б} — Койвинская мегасинклиналь); IV₃ — Кваркушко-Каменогорский мегантиклинорий (IV_{3а} — Кваркушко-Басегорский антиклинорий, IV_{3б} — Усьвинско-Серебрянский седловинный синклинорий, IV_{3в} — Каменогорский антиклинорий); IV₄ — Билимбаевский седловинный синклинорий; IV₅ — Башкирский мегантиклинорий (IV_{5а} — Каратауский антиклинорий, IV_{5б} — Инзерский синклинорий, IV_{5в} — Сулеймановская моноклираль, IV_{5г} — Тараташский антиклинорий, IV_{5д} — Месединский седловинный синклинорий, IV_{5е} — Ямантауский антиклинорий); IV₆ — Верхнекусинско-Зилаирский мегасинклинорий (IV_{6а} — Верхнекусинско-Тирлянская структура); IV₇ — Уралтауский мегантиклинорий (IV_{7а} — Уфалейский антиклинорий, IV_{7б} — Таганайско-Иремельский антиклинорий, IV_{7в} — Уйтасско-Кирьянский синклинорий). V — Тагильско-Магнитогорский прогиб: V₁ — Тагильский мегасинклинорий (V_{1а} — Западная подзона — Лозьвинско-Ревдинская моноклираль; 1 — Чистоголская моноклираль, 2 — Помурская моноклираль, 3 — Денежино-Кумбидская моноклираль, 4 — Кысьлинско-Кытлымская моноклираль, 5 — Павдинская моноклираль, 6 — Качканарско-Арбатская моноклираль, 7 — Тагильская моноклираль, 8 — Ревдинская моноклираль, 9 — Верхне-Уфалейская моноклираль); V₂ — Центральная подзона — Сосьвинско-Уфалейский синклинорий; 10 — Ивдельская мегасинклиналь, 11 — Ляпинско-Лобвинская мегантиклиналь, 12 — Красноуральско-Пайвушинская мегасинклиналь, 13 — Туринско-Лобвинская мегасинклиналь, 14 — Красноуральская мегантиклиналь, 15 — Полевская мегасинклиналь; V₃ — Восточная подзона — восточное крыло мегасинклинория: 16 — Пыновская моноклираль, 17 — Серовская моноклираль, 18 — Карелинская моноклираль, 19 — Восточно-Красноуральская моноклираль, 20 — Анастольская моноклираль, 21 — Верхнейвинская моноклираль, 22 — Дегтарская моноклираль; 23 — Саверско-Мауская моноклираль); V₄ — Магнитогорский мегасинклинорий (V_{4а} — Карабашский синклинорий, V_{4б} — Вознесенско-Присакамурский синклинорий, V_{4в} — Ирендинский антиклинорий, V_{4г} — Кизильский синклинорий, V_{4д} — Ахуновско-Кацбахский антиклинорий, V_{4е} — Ашебутакский (Бриентский) антиклинорий, V_{4ж} — Акжаро-Джунский синклинорий, V_{4з} — Устиновско-Амурский синклинорий). VI — Восточно-Уральское поднятие: VI₁ — Саргынский мегантиклинорий (VI_{1а} — Верхне-Хуринский антиклинорий, VI_{1б} — Борский седловинный синклинорий, VI_{1в} — Тимкапaulьский антиклинорий, VI_{1г} — Вантурский седловинный синклинорий, VI_{1д} — Понилковский антиклинорий); VI₂ — Тальминский седловинный синклинорий; VI₃ — Верхотурско-Верхисетский мегантиклинорий (VI_{3а} — Верхотурский антиклинорий, VI_{3б} — Юрьевский седловинный синклинорий, VI_{3в} — Салдинско-Петрокамский антиклинорий, VI_{3г} — Невьянский седловинный синклинорий, VI_{3д} — Верхисетский антиклинорий); VI₄ — Медведовско-Свердловский мегасинклинорий (VI_{4а} — Медведовский синклинорий, VI_{4б} — Башкирский синклинорий, VI_{4в} — Свердловский синклинорий, VI_{4г} — Первомайский синклинорий); VI₅ — Сысертско-Ильменогорский мегантиклинорий (VI_{5а} — Кедровско-Сельвинковский антиклинорий, VI_{5б} — Шабровская седловинная структура, VI_{5в} — Сысертский антиклинорий, VI_{5г} — Верхнесинарская седловинная структура, VI_{5д} — Вишневогорско-Ильменогорский антиклинорий, VI_{5е} — Уйский антиклинорий); VI₆ — Арамилский-Сухтелинский мегасинклинорий (VI_{6а} — Арамилский синклинорий, VI_{6б} — Кызылташский синклинорий, VI_{6в} — Кулчевский синклинорий, VI_{6г} — Камбулатовский антиклинорий, VI_{6д} — Заураловский синклинорий, VI_{6е} — Светловская седловинная структура, VI_{6ж} — Сухтелинский синклинорий, VI_{6з} — Кулчиковский синклинорий); VI₇ — Сосьвинско-Коневский мегантиклинорий (VI_{7а} — Сосьвинский антиклинорий, VI_{7б} — Акифиевская седловинная структура, VI_{7в} — Мурзинско-Адульский антиклинорий, VI_{7г} — Логиновская седловинная структура, VI_{7д} — Коневский антиклинорий, VI_{7е} — Аргаяшская седловинная структура); VI₈ — Челябинско-Суундукский мегантиклинорий (VI_{8а} — Челябинский антиклинорий, VI_{8б} — Казбавский седловинный синклинорий, VI_{8в} — Кочкарский антиклинорий, VI_{8г} — Тогузакская седловинная структура, VI_{8д} — Джабык-Карагайский антиклинорий, VI_{8е} — Неплюевский седловинный синклинорий, VI_{8ж} — Суундукский антиклинорий, VI_{8з} — Кваркенская седловинная синклиналь); VI₉ — Адамовско-Мугодзарский мегантиклинорий (VI_{9а} — Синешанский антиклинорий). VII — Восточно-Уральский прогиб: VII₁ — Пельмский мегасинклинорий; VII₂ — Алапаево-Теченский мегасинклинорий (VII_{2а} — Толмачевско-Асбестовский синклинорий, VII_{2б} — Махневско-Некрасовский антиклинорий, VII_{2в} — Коптеловский синклинорий, VII_{2г} — Каменский синклинорий, VII_{2д} — Кунашакский антиклинорий); VII₃ — Копейско-Брединский мегасинклинорий (VII_{3а} — Копейский синклинорий, VII_{3б} — Еманжельинско-Бородиново-Восточный синклинорий, VII_{3в} — Полтавско-Брединский синклинорий). VIII — Зауральское поднятие: VIII₁ — Шаимский мегантиклинорий (VIII_{1а} — Шумпалдинский антиклинорий, VIII_{1б} — Усть-Тетерская седловина, VIII_{1в} — Шаимский антиклинорий, VIII_{1г} — Евринская седловина, VIII_{1д} — Кузнецовский антиклинорий); VIII₂ — Добринский седловинный синклинорий; VIII₃ — Камышловский мегантиклинорий (VIII_{3а} — Красновардейский антиклинорий, VIII_{3б} — Шутинская седловина, VIII_{3в} — Улутушский антиклинорий, VIII_{3г} — Болотовский синклинорий, VIII_{3д} — Зайковский синклинорий, VIII_{3е} — Бродокалмацкий синклинорий, VIII_{3ж} — Чувашевский антиклинорий, VIII_{3з} — Куровский антиклинорий, VIII_{3и} — Канашевский антиклинорий); VIII₄ — Талицкий мегасинклинорий; VIII₅ — Ницинско-Шадринский мегантиклинорий (VIII_{5а} — Усть-Ницинский антиклинорий, VIII_{5б} — Рамыльская седловина, VIII_{5в} — Шадринский антиклинорий); VIII₆ — Галкинский седловинный синклинорий; VIII₇ — Троицко-Кенгусайский мегантиклинорий (VIII_{7а} — Увельский антиклинорий, VIII_{7б} — Кундыбаевский антиклинорий, VIII_{7в} — Петровско-Катенинский синклинорий, VIII_{7г} — Бобровско-Новопокровский антиклинорий, VIII_{7д} — Константиновско-Мақанский антиклинорий); VIII₈ — Джетыгаровско-Бурьктальский синклинорий); VIII₉ — Александровский мегасинклинорий; VIII₁₀ — Октябрьско-Денисовский мегантиклинорий (VIII_{10а} — Каракульский антиклинорий, VIII_{10б} — Денисовский антиклинорий, VIII_{10в} — Федоровский антиклинорий). IX — Тюменско-Кустанайский прогиб: IX₁ — Леушинский мегасинклинорий; IX₂ — Валерьяновский мегасинклинорий (IX_{2а} — Викторский синклинорий, IX_{2б} — Рудинский антиклинорий); IX₃ — Боровской мегантиклинорий (IX_{3а} — Белозерский антиклинорий, IX_{3б} — Кустанайский синклинорий, IX_{3в} — Валентиновский антиклинорий); IX₄ — Айсган-Кондратьевский мегасинклинорий (IX_{4а} — Кондратьевский синклинорий, IX_{4б} — Тастемирский антиклинорий). X — Тобольско-Кушмурунское поднятие: X₁ — Семозерный синклинорий; X₂ — Карашилдинско-Ащибутацкий антиклинорий; X₃ — Наурзумский синклинорий. XI — Южно-Тургайский прогиб

ных толщ, а также интрузиями ультраосновной (по глубинным разломам), основной и связанной с ней кислой магмы. Каждый из двух названных циклов завершался общей инверсией геосинклинальных прогибов и мощными складчатыми, а также многочисленными разрывными (дизъюнктивными) нарушениями. Общая инверсия в зонах поднятий сопровождалась гранитизацией пород, образованием и внедрением (интрузиями) больших масс гранитной магмы.

Внутри каждого цикла выделяются крупные этапы, начинавшиеся обычно прогибанием значительных областей или зон с накоплением осадков в этих прогибах и заканчивавшиеся частными поднятиями (инверсиями) и нередко складчатыми движениями с последующим размывом складчатых структур. Этапы можно рассматривать как малые циклы или циклы незавершенного развития геосинклиналей Уральской геосинклинальной системы. В последнее время некоторые исследователи (М. И. Гарань) склонны рассматривать этапы допалеозойского развития Уральского подвижного пояса как циклы полного развития.

Внутри этапов в свою очередь выделяются подэтапы — более короткие, но все же достаточно значительные периоды времени частных прогибаний, накопления в прогибах осадочных и вулканогенных толщ и последующих поднятий. Границы этапов и подэтапов определяются, в основном, по крупным и широко развитым (границы этапов) или значительным (границы подэтапов) перерывам в осадконакоплении, отмеченным стратиграфическими и угловыми несогласиями.

Движения, отвечающие одному этапу развития геосинклинали, рассматриваются как одна фаза тектонических движений. Соответственно подэтапу развития отвечает субфаза движений.

С учетом магматических процессов можно говорить, что названные выше циклы тектонического развития являются и циклами магматизма или циклами тектоно-магматического развития. Фазам и субфазам тектогенеза отвечают фазы и субфазы магматизма. В ассоциациях магматических образований фазам тектоники и магматизма отвечают формации эффузивных или интрузивных пород, субфазам — субформации.

Примерно по этому же принципу можно выделить этапы и подэтапы мезо-кайнозойского цикла платформенного развития Уральского региона, но с учетом специфики этого развития.

Границы этапов и подэтапов часто не одинаковы для внутренних и внешних зон геосинклинали и особенно для геосинклинали и платформ. В древнем — позднекембрийско-кембрийском цикле выделяются бурзянский, юрматинский, каратауский и кембрийский этапы развития. В палеозойском (или ордовикско-позднепалеозойском) цикле выделяются следующие этапы: для внутренних зон геосинклинали — ордовикско-раннедевонский, среднедевонско-раннетурнейский, познетурнейско-намюрский (раннекаменноугольный) и позднепалеозойский; для внешних зон — ордовикско-раннедевонский, среднедевонско-турнейский, визейско-позднекаменноугольный и пермский. В мезо-кайнозойском цикле платформенного развития Урала выделяются: для восточного склона и Зауралья — триас-раннеюрский, среднеюрско-раннеолигоценовый, среднеолигоценово-миоценовый и плиоцен-четвертичный, а для Приуралья — триас-раннеюрский, среднеюрско-среднеолигоценовый, позднеолигоценово-четвертичный и четвертичный этапы.

На тектонической схеме (см. прил. 2) отмеченным циклом отвечают структурные мегаярусы или структурные этажи, этапам — структурные ярусы и подэтапам — структурные подъярусы.

Уральская складчатая система состоит из ряда крупных структур, вытянутых в меридиональном направлении, соответствующему общей вытянутости системы, и сменяющих друг друга в широтном направлении.

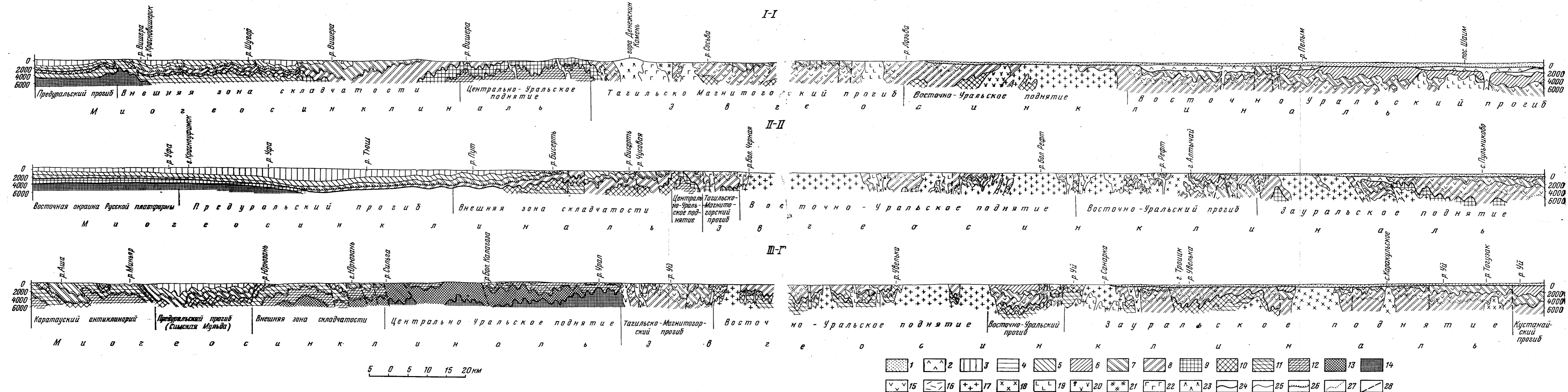


Рис. 2. Разрезы: I—I — через Красновишерск, гору Денежкин Камень, пос. Шаим, II—II — через Красноуфимск, с. Пульниково; III—III — через Юрюзаны, Троицк, с. Каракульское

1 — мезо-кайнозойский структурный этаж нерасчлененный; 2 — триасово-нижнеюрский структурный ярус; 3 — пермский структурный ярус; 4 — средне-верхнекарбонный структурный подъярус верхнепалеозойского структурного яруса; 5 — визейско-верхнекарбонный структурный ярус; 6 — верхнетурнейско-намюрский структурный ярус; 7 — среднедевонско-нижнетурнейский (для мезогеосинклинали — среднедевонско-турнейский) структурный ярус; 8 — ордовикско-нижнедевонский структурный ярус; 9 — верхнепротерозойско-кембрийский структурный этаж, нерасчлененный на структурные ярусы; 10 — кембрийский структурный ярус; 11 — каратауский структурный ярус; 12 — юрматинский структурный ярус; 13 — бурзянский структурный ярус; 14 — раннекембрийский кристаллический фундамент Русской платформы — тараташский структурный этаж; 15 — вулканогенные породы основного и среднего состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования и зеленые сланцы; 16 — вулканогенные породы кислого и субщелочного состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования; 17 — граниты и гранитоиды позднего палеозоя; 18 — кислые интрузии среднего девона — раннего карбона; 19 — основные и средние интрузии того же возраста; 20 — ультраосновные интрузии того же возраста; 21 — кислые интрузии ордовика — раннего девона; 22 — основные и средние интрузии того же возраста; 23 — ультраосновные интрузии того же возраста; 24 — границы структурных этажей; 25 — нормальные границы структурных ярусов и подъярусов и границы интрузивных пород; 26 — стратиграфически несогласные границы структурных ярусов; 27 — границы вулканогенных образований; 28 — тектонические нарушения

При общем их простирании и сходстве по сложноскладчатому устройству эти структуры во многом отличаются друг от друга, смежные из них различаются знаком, чем обусловлено чередование в широтном направлении антиклинальных и синклиналиных структур. Структуры существенно различаются по времени образования, по генезису, составу и мощности осадков, по характеру и интенсивности магматизма и метаморфизма, по характеру и форме осложняющих более мелких структур, а также по форме, размерам и интенсивности проявления дизъюнктивных нарушений. Все это обусловлено различием условий развития зон, пространственно отвечающих определенным структурам. В конечном счете, с этим связано различие в породах, слагающих разные структуры. Особенно это различие заметно в отношении магматических и, в частности, интрузивных пород, сравнительно слабо развитых в структурах западного склона Урала и чрезвычайно широко распространенных на его восточном склоне. Таким образом, указанные крупные структуры, которые принимаются в качестве структур первого порядка, являются в то же время определенными структурно-фациальными зонами.

Впервые тектоническое районирование Урала по принципу выделения структурно-фациальных зон было дано И. И. Горским. В последнее время это районирование уточнено и в таком виде принято в настоящем описании.

На описываемой территории, охватывающей Северный, Средний и восточную часть Южного Урала с прилегающими областями Приуралья и Зауралья, выделяются следующие крупные структурно-фациальные зоны:

- I — Восточная часть Русской платформы;
- II — Предуральский краевой прогиб;
- III — Западно-Уральская внешняя зона складчатости;
- IV — Центрально-Уральское поднятие;
- V — Тагильско-Магнитогорский прогиб;
- VI — Восточно-Уральское поднятие (зона гранитовых интрузий);
- VII — Восточно-Уральский прогиб;
- VIII — Зауральское поднятие;
- IX — Тюменско-Кустанайский прогиб;
- X — Тобольско-Кушмурунское поднятие;
- XI — Южно-Тургайский прогиб.

Кроме перечисленных палеозойских и допалеозойских структур, в сплошном покрове мезозоя и кайнозоя Зауралья развиты крупные структуры или структурные зоны, сформировавшиеся в платформенный цикл развития Урала.

Внутри названных выше структурных (или структурно-фациальных) зон, в свою очередь, выделяются по времени, условиям развития и формам нарушения структурные подзоны или структуры второго порядка, которые осложнены складчатыми структурами и разрывными нарушениями различных порядков. Наиболее важные из них (структуры III порядка) показаны на тектонической схеме (рис. 1) и разрезах (рис. 2).

Развитые в описываемой части Урала разрывные нарушения разделяются на глубинные разломы, обычно фиксирующиеся поясами перидотитов, разломы относительно глубокого заложения с приуроченными к ним интрузиями габбровой магмы и ее дифференциатов, а также развитые в верхних слоях земной коры дизъюнктивные нарушения — сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги.

Характеристика тектоники описываемой части Урала и прилегающих к ней территорий дается в порядке смены указанных структурных зон с запада на восток.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рассматриваемая часть Русской платформы имеет в основном раннедокембрийский (беломорско-карельский) кристаллический фундамент, а севернее, начиная с Ксенофоновско-Колвинского вала — позднепротерозойский, сложенный глинистыми сланцами, кварцитами и доломитами.

Кристаллический фундамент (рис. 3) вскрыт всего несколькими опорными скважинами, в том числе: Северокамской на отметке минус 2856 м и Кудымкарской на отметке минус 2852 м. В обоих пунктах, во вскрытой части, он сложен серыми гнейсами с жилами розового гранита. Абсолютный возраст северокамских гнейсов определен в 1810 млн. лет (Овчинников, Гаррис, 1960) и кудымкарских — в 1735 млн. лет (по сообщению А. Я. Крылова). Северо-западнее Кудымкарской скважины кристаллический фундамент в пределах Пермской области вскрыт еще 4-мя скважинами, причем в наиболее высоком положении (на отметке 1650 м) в среднем течении р. Весляны близ пос. Усть-Черная.

Составить представление о структуре кристаллического фундамента этой части платформы можно главным образом на основании геофизических (гравиметровых и магнитометрических) данных, а также по структуре ядра Тараташского антиклинория Центрально-Уральского поднятия, в котором обнажаются раннедокембрийские породы, сопоставляемые с породами фундамента Русской платформы.

Простираения интенсивно дислоцированных раннедокембрийских пород, судя по вытянутости магнитных аномалий, весьма различны. На юге преобладают близкие к широтным, севернее линии Частые — Майкор они почти меридиональные, а далее, севернее устья р. Южная Кельма, сменяются на северо-западные — тиманские. Примечательно, что простираения магнитных аномалий прослеживаются с восточной окраины платформы через Предуральский прогиб и Западно-Уральскую зону складчатости.

По характеру магнитных и гравитационных аномалий в последнее время начали выделять докарельские блоки, карелиды и байкалиды (Гафаров, 1961 и 1963). Хотя докарельские блоки (массивы) выделяются по развитию мозаичных магнитных и гравитационных аномалий, но они у разных исследователей отличаются. Так, А. Я. Ярош (1965), на рассматриваемой части Русской платформы показал два таких блока: Камский и Башкирский, а С. А. Шихов на этой площади выделяет еще Коми-Пермский блок и сильно сокращает Башкирский за счет его северной части.

По материалам магнитных и гравиметрических исследований в раннедокембрийском кристаллическом фундаменте разными исследователями доказываются наличие разломов. А. Я. Ярош выделил (1965) древние разломы, образовавшиеся до консолидации «архей-нижнепротерозойского» складчатого фундамента, позднепротерозойские и палеозойские. Разломы выделяются разными исследователями не однозначно. Более согласованно выделяются разломы между байкалидами и карелидами, между последними и докарельскими блоками.

Представление о поверхности фундамента также неодинаково у разных исследователей. Общим для всех построений, на основании вычислений глубин по магнитным и гравитационным данным, является установление пологого Уфимско-Краснокамского увала, Коми-Пермского выступа, Осинско-Сарапульской (Калтасинской) впадины, Кажимско-Кировского и Предтиманского прогибов.

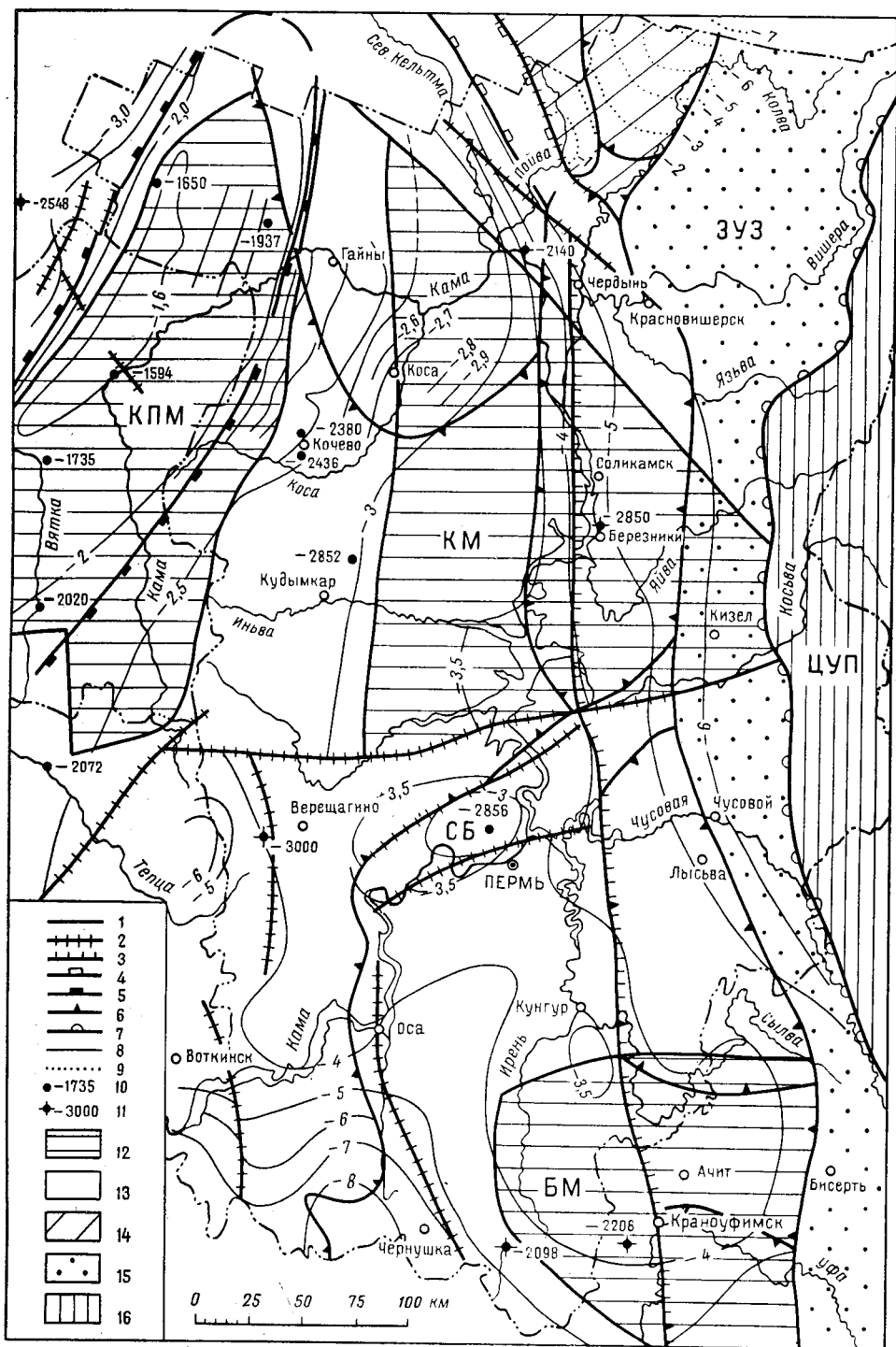


Рис. 3. Тектоническая схема фундамента Пермского Прикамья (составил П. А. Софроницкий)

1 — границы между докарельскими (беломорскими) массивами, карелидами и байкалидами; 2 — разломы в фундаменте, по К. С. Шершневу; 3 — палеозойский разлом, по А. Я. Ярош; 4 — границы Предтиманского прогиба, по К. С. Шершневу; 5 — границы Коми-Пермяцкий погребенной макробрахиантиклинали; 6 — границы сводов, впадин и седловин по кровле артишского яруса; 7 — восточная граница Западно-Уральской зоны; 8 — Изогипсы поверхности раннедокембрийского фундамента в километрах, по К. С. Шершневу; 9 — изогипсы поверхности позднеротозойского (байкальского) фундамента, по К. С. Шершневу; 10 — скважины, вскрывшие раннедокембрийский фундамент; 11 — наиболее глубокие скважины не вскрывшие фундамент; 12 — докарельские массивы, по С. А. Шихову; 13 — карелиды; 14 — позднеротозойская складчатость (байкалиды), по Р. А. Гафарову; 15 — Западно-Уральская зона; 16 — Центрально-Уральское поднятие.
 КППМ — Коми-Пермяцкий массив; КМ — Камский массив; БМ — Башкирский (Красноуфимский) массив; СБ — Северокамский блок; ЗУЗ — Западно-Уральская зона; ЦУП — Центрально-Уральское поднятие

Уфимско-Краснокамский увал протягивается через Красноуфимск и Пермь с некоторым подъемом на северо-запад. На нем выявлены Северокамский блок с подъемом поверхности фундамента выше минус 3,5 км.

Коми-Пермский выступ заходит из Кировской области в северо-западную часть Пермской области. Судя по сейсмическому профилю восточнее пос. Усть-Черная, поверхность беломорско-карельского фундамента залегает несколько выше минус 1,6 км и с такими отметками прослеживается на юго-запад к пос. Лойно. К западу и востоку от максимально приподнятой поверхности фундамент погружается; в Кажимско-Кировском прогибе у пос. Кажим в Коми АССР он не вскрыт на отметке минус 2,55 км, а у устья р. Весляны залегает ниже отметки минус 2 км. К востоку от Коми-Пермского выступа и Уфимско-Краснокамского увала поверхность фундамента погружается в сторону Предуральского прогиба. В Осинско-Сарапульской впадине кристаллический фундамент погружается до отметок минус 5—8 км. Наиболее глубокое положение отмечается в Башкирии, близ пос. Куеда.

Фундамент в Предтиманском прогибе погружен ниже минус 5 км. Если большинство, следуя Э. Э. Фотиади и Р. А. Гафарову, здесь признают фундамент карельским, то З. И. Цзю считает его байкальским.

Позднепротерозойский (байкальский, «сланцевый») фундамент выступает на поверхность в Ксенофоновской брахиантиклинали на Ксенофоновско-Колвинском валу, откуда погружается на север до минус 2—3 км (Гафаров, 1961).

Осадочный чехол рассматриваемой части Русской платформы (рис. 4) характеризуется развитием весьма пологих складок различных категорий с наклонами крыльев от нескольких минут до 6°. Более крутые углы падения пород развиты на ограниченных участках. На площади распространения раннедокембрийского фундамента мощность осадочного чехла 1,8—8 км. При мощности свыше 4 км он в большей части сложен ниже- и верхнебавлинскими сериями, а при мощности менее 4 км в разрезе преобладают средний и верхний палеозой. При мощности менее 3 км выпадает из разреза нижнебавлинская серия, а менее 2 км — верхнебавлинская серия. На площади распространения позднедокембрийского фундамента мощность осадочного чехла 0—3 км. Сложен он в основном палеозоем.

В осадочном чехле на площади распространения раннедокембрийского фундамента выделяется 5 структурных этажей: нижнебавлинский, верхнебавлинский, эйфельско-триасовый, юрско-меловой и кайнозойский.

Нижнебавлинский структурный этаж изучен плохо. Появление его в разрезе характерно при залеганиях фундамента на отметках ниже минус 1950—2000 м, причем в ней наиболее хорошо отражен рельеф фундамента. Колебание отметок залегания подошвы нижнебавлинских отложений достигает 6000 м, на 350—400 м меньше размаха залегания рельефа кристаллического фундамента, т. к. в наиболее повышенных участках последнего на Коми-Пермском выступе нижнебавлинская серия выпадает из разреза. Наличие в нижнебавлинской серии большой величины колебания отметок, превосходящее колебания в вышезалегающих структурных комплексах, указывает о более крутых наклонах крыльев структур. Присутствие в серии даек габбро-диабазов свидетельствует о наличии разрывов с образованием грабенов и горстов.

Верхнебавлинский структурный этаж, залегающий с эрозионным несогласием на нижнебавлинском, отличается более пологими формами залегания. Мощность этажа 0—1100 м; на юге Пермской области (Шумковское и Маркетовское поднятия) он выпадает из разреза.

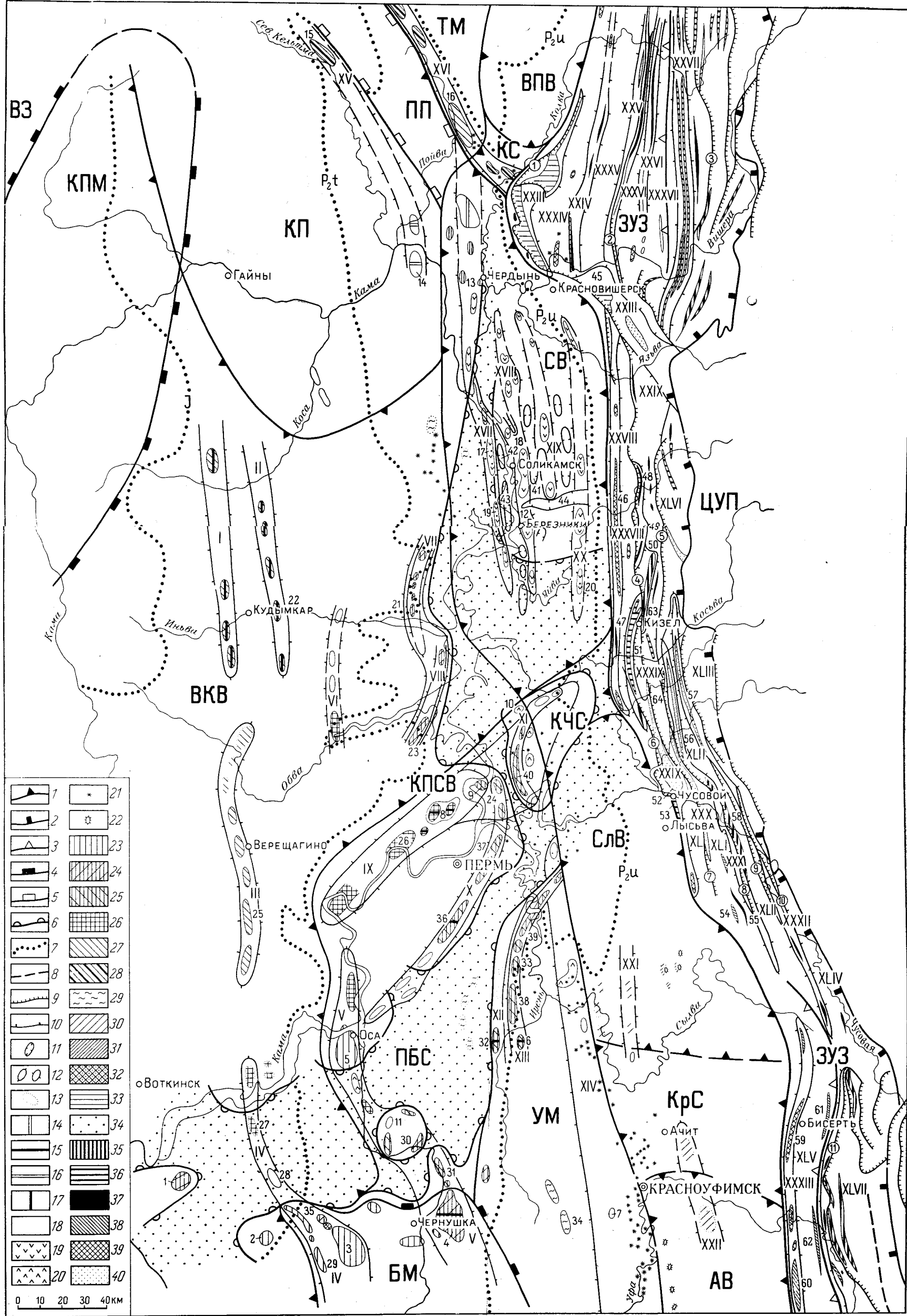


Рис. 4. Тектоническая схема Пермского Прикамья (составил П. А. Софроницкий)

Границы: 1 — сводов впадин и седловин по кровле артинского яруса; 2 — Западно-Уральской зоны (восточная); 3 — появления нижнепермских моласс (восточная); 4 — погребенных макроформ; 5 — Предтиманского прогиба, по К. С. Шершневу; 6 — Камско-Кинельской системы прогибов; 7 — распространения уфимского яруса, татарского яруса и юрской системы; 8 — глубинные разломы; 9 — надвиги и обросы; 10 — валов, валиков, макроантиклиналей и значительных антиклиналей.

Платформенные локальные складки: 11 — отрицательные, установленные геологической съемкой и бурением; 12 — положительные, выявленные геологической съемкой и бурением; 13 — то же, по данным сейсморазведки. **Положительные складки:** 14 — выявленные в уфимском ярусе, терпящие обособленную форму в нижнепермских отложениях; 15 — выявленные в кунгурских и артинских отложениях, не имеющие обособленной формы в уфимском ярусе, терпящие обособленную форму в филипповском горизонте и кровле артинского яруса, глубже не изученные; 16 — замкнутые структурные формы в среднем карбоне (глубже сменяются структурными носами); 17 — усложненные в верхней и нижней перми, глубже не изученные; 18 — усложненные в кунгурских отложениях, исчезающие в подошве артинского яруса; 19 — выявленные в уфимском ярусе и кровле кунгура, исчезающие в подошве артинских рифов; 20 — купола в соликамских отложениях; 21 — структуры с нижнеартинского подъяруса; 22 — купола в соликамских отложениях; 23 — структуры с нижнеартинского подъяруса; 24 — то же, терпящие обособленную форму в нижнепермских отложениях; 25 — то же, исчезающие в подошве артинского яруса; 26 — прослеживающиеся в кровле нижнеартинского подъяруса; 27 — прослеживающиеся во всем осадочном чехле; 28 — то же, выявленные в карбоне; 29 — установленные в нижнепермских и карбонных отложениях; 30 — выявленные в карбоне; 31 — выявленные в карбоне; 32 — обособленные формы, появившиеся во франском ярусе. **Уральские положительные складки с выходом в ядре структурных ярусов:** 33 — каратауского; 34 — кембрийского; 35 — ордовикско-нижнедевонского; 36 — среднедевонско-турнейского; 37 — визейско-наморского; 38 — средне-верхнекаменноугольного; 39 — нижнепермского; 40 — площадь развития Камско-Кинельских прогибов.

Восточная часть Русской платформы: ВЗ — Вятская зона; ВКВ — Верхнекамская впадина, КММ — Коми-Пермяцкий погребенный макробрахиантиклиналь, КП — Камский ско-Полазский сложный вал. **Предуральский прогиб (внешняя зона):** ВПВ — Верхне-Печорская впадина; КС — Колвинская седловина; КСВ — Камско-Кинельская впадина; КЧС — Косвинско-Чусовская седловина, СЛВ — Сыльвинская впадина, КРС — Красноуфимская седловина, АВ — Айская впадина. **Складчатый Урал:** ЗУЗ — Западно-Уральский прогиб; ПП — Предтиманский прогиб; ПБС — Пермско-Башкирский свод, БМ — Башкирский свод, КММ — Коми-Пермяцкий погребенный макробрахиантиклиналь, КП — Камский ско-Полазский сложный вал. **Предуральский прогиб (внешняя зона):** ВПВ — Верхне-Печорская впадина; КС — Колвинская седловина; КСВ — Камско-Кинельская впадина; КЧС — Косвинско-Чусовская седловина, СЛВ — Сыльвинская впадина, КРС — Красноуфимская седловина, АВ — Айская впадина.

Валы и валики: I — Кочевский; II — Кудымкарский; III — Верещагинский (Очерский); IV — Куединский; V — Чернушинский; VI — Воскресенский; VII — Майковский; VIII — Васильевский; IX — Краснокамско-Полазский; X — Лобановский; XI — Камешоложский; XII — Мазунинский; XIII — Веслянский; XIV — Уфимский; XV — Кельтманский; XVI — Ксенофонтовско-Колвинский; XVII — Камско-Вишерский; XVIII — Березниковский; XIX — Харюшинский; XX — Игумский; XXI — Тулумбаский; XXII — Манчакский. **Макроантиклинали и значительные антиклинали:** XXIII — Полоудовская; XXIV — Говорухинско-Немудская; XXV — Велгурско-Бердышская; XXVI — Пырамско-Потоскуевская; XXVII — Артинская. **Макросинклинали и значительные синклинали:** XXXIV — Талицко-Булдырьинская; XXXV — Бужуйская; XXXVI — Сылучинско-Сухоложская; XXXVII — Бурундукская; XXXVIII — Косогорская; XXXIX — Мельско-Гремичинская; XL — Исаковская; XLI — Койвинско-Ломовская; XLII — Багульско-Сухоложская; XLIII — Безгодско-Свадебная; XLIV — Чигининская; XLV — Бисертская. **Моноклинии:** XLVI — Яйво-Дьяковский; XLVII — Сергинско-Бардынский. **Крупные надвиги:** 1 — Красновишерско-Ныробский; 2 — Велгурский; 3 — Сурьинско-Вайский; 4 — Луньевский; 5 — Чикманский; 6 — Чусовской; 7 — Басковский; 8 — Четырехбратский; 9 — Багульский; 10 — Мултский; 11 — Михайловский.

Платформенные складки. Купола: 1 — Шумовский; 2 — Москудинский; 3 — Багульский; 4 — Куединский; 5 — Осинский; 6 — Веслянский; 7 — Пудлинговский; 8 — Западно-Северокамский; 9 — Полазский; 10 — Луцкий; 11 — Утябашский; 12 — Березниковский; 13 — Чердынский; 14 — Гаревский; 15 — Елмач-Парминская; 16 — Ксенофонтовская; 17 — Дубровская; 18 — Соликамская; 19 — Усольская; 20 — Усть-Игумская; 21 — Майковская; 22 — Кудымкарская; 23 — Васильевская; 24 — Межевская; 25 — Очерская; 26 — Краснокамская; 27 — Маркетовская; 28 — Шальмская; 29 — Гондырская; 30 — Асольская; 31 — Танышская; 32 — Мазунинская; 33 — Кыла-Сухоложская; 34 — Каменская. **Антиклинали:** 35 — Гожанская; 36 — Козубаевская; 37 — Лобановская; 38 — Ергачинская; 39 — Елжская; 40 — Яринско-Каменноложская. **Отрицательные складки в области развития солей:** 41 — Твертиновская чаша; 42 — Соколовская брахисинклиналь; 43 — Усольская синклиналь; 44 — Дуринский прогиб (депрессия).

Уральские складки: 45 — Колчимский купол. **Антиклинали:** 46 — Всеволодо-Вильевская; 47 — Мальцевская; 48 — Загорская; 49 — Александровская; 50 — Центрально-Кизеловская; 51 — Главная Кизеловская; 52 — Усьво-Чусовская; 53 — Вашкурская; 54 — Западно-Кыновская; 55 — Кумышко-Кыновская; 56 — Вижайская; 57 — Вилухинская; 58 — Шишихо-Мишарихинская; 59 — Бухаровская; 60 — Березовская; 61 — Киргишанская; 62 — Тюльгашская. **Синклинали:** 63 — Коспашская; 64 — Косвинско-Гремичинская.

Геология СССР, том XII, книга 2

Кровля верхнебавлинских отложений вскрыта значительным количеством скважин. Хотя поверхность эта является эрозионной, она отражает поведение горизонтов, так как по керну отмечается почти горизонтальное залегание наслоений. Эта поверхность, как и поверхность кровли кыновского горизонта характеризуется размахом колебаний отметок в 1300 м, поэтому структурные карты обеих поверхностей существенно не отличаются друг от друга.

Эйфельско-триасовый структурный этаж наиболее хорошо изучен в связи с поисками и разведками нефти в каменноугольных и девонских отложениях. Мощность этажа, наименьшая на Коми-Пермяцком выступе фундамента и наибольшая близ Предуральского прогиба на широте Краснофимска, колеблется от 1300 до 2620 м. В первом районе на поверхности развит триас, а во втором — артинский ярус.

Строение эйфельско-триасового структурного этажа лучше известно по залеганию пермских отложений, особенно кунгурских и артинских, имеющих хорошие маркирующие пачки, выступающие на поверхности или залегающие на небольшой глубине. Меньше данных о залегании каменноугольных и девонских отложений. Как показывают структурные схемы по кровле кунгурского и артинского ярусов, тульского и кыновского горизонтов (рис. 5—8) поведение этих поверхностей в целом, за исключением небольших площадей на Верещагинском (Очерском), Кудымкарском и Краснокамско-Полазгинском валах, не отражает рельефа раннедевонского фундамента. Частично отражено также восточное крыло Коми-Пермяцкого блока на кровле кыновского горизонта. Вполне определенно отмечается связь простираний валов, выделяемых в данном этаже, и разломов фундамента, установленных по данным геофизических исследований. Различное строение по разным поверхностям затрудняет проведение однозначного районирования рассматриваемого этажа, столь важное для планирования поисков нефти и минеральных вод. От подошвы среднего девона до кровли карбона происходит уменьшение амплитуды колебания отметок залегания маркирующих поверхностей: по кровле кыновского горизонта она равна 1300 м, по кровле тульского горизонта — 900 м, по кровле верейского горизонта — 770 м. По кровле артинского яруса происходит увеличение амплитуды колебания отметок до 1150 м, а по кровле кунгура она снова падает до 850 м.

В эйфельско-триасовом структурном этаже по значительному изменению мощностей и, местами, эрозионным несогласиям выделяется три структурных яруса: эйфельско-турнейский, визейско-верхнекаменноугольный и пермский (на севере — пермско-триасовый). В свою очередь, в них можно выделить структурные подъяруса. В первом ярусе отмечается значительное изменение мощности верхнефранско-турнейского подъяруса, вызванное тектоническими движениями и неравномерным накоплением осадков в так называемой Камско-Кинельской системе прогибов и ее бортах. На последних развиты мощные толщи известняков и доломитов верхнефранско-фаменского возраста, а в осевой части — мощность сокращена в 3—4 раза и здесь развиты кремнисто-глинисто-карбонатные породы. В приосевой части турнейские отложения замещаются мощной толщей глинистых и карбонатно-глинистых пород. В вышележащем структурном ярусе на площади Камско-Кинельских прогибов залегает мощная толща малиновско-яснополянских песчано-глинистых пород. Наличие на бортах этих прогибов мощных карбонатных линз верхнефранско-турнейских отложений и наличие мощных глинистых толщ в приосевых частях явились благоприятными факторами для образования структур облекания в вышележащих, особенно в визейско-верхнекаменноугольных, отложениях (рис. 9) с уменьшенной мощ-

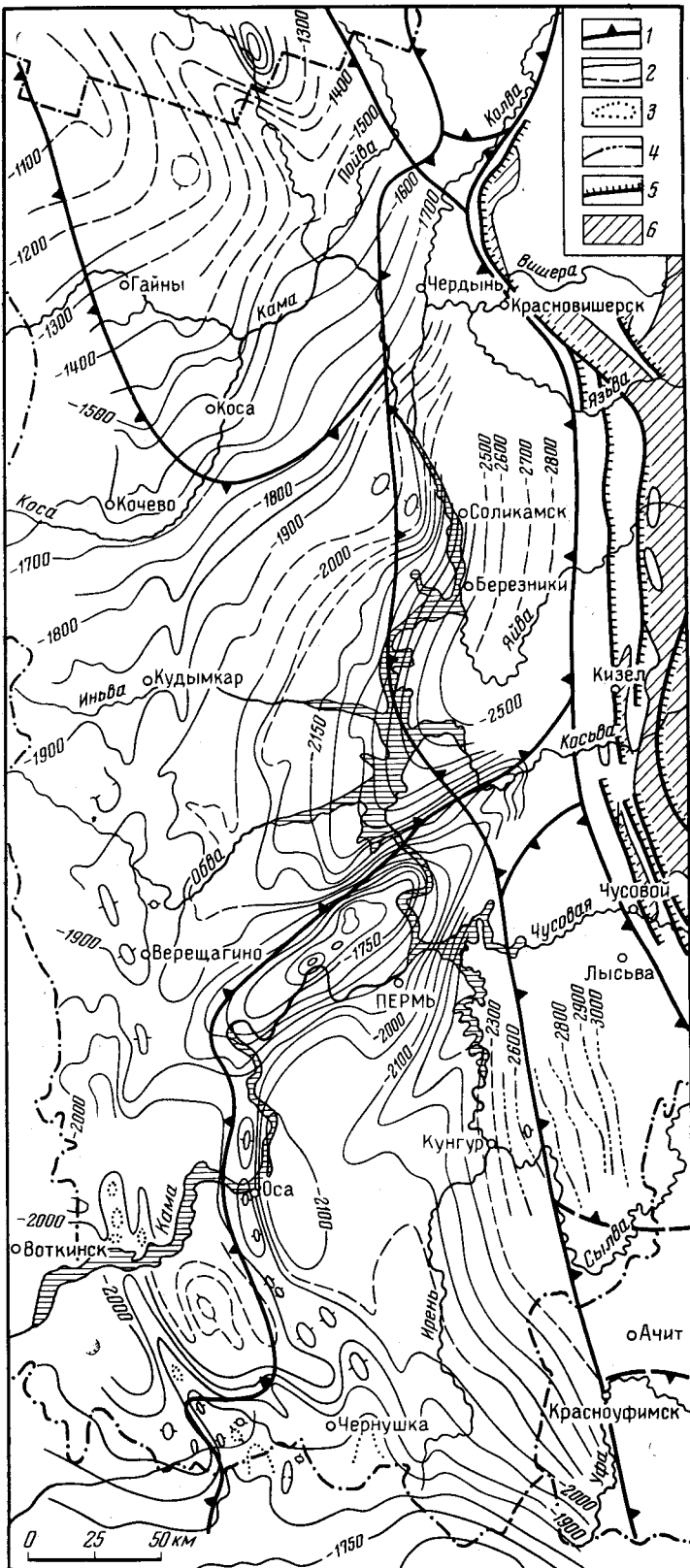


Рис. 5. Схема структуры Пермского Прикамья по кровле кыновского горизонта (составил К. С. Шершнева, 1965 г., с добавлениями П. А. Софроницкого)

1 — границы сводов, впадин и седловин по кровле артинского яруса; 2 — стратиграфические колонки кровли кыновского горизонта через 100 и 50 м; 3 — то же, через 25 м; 4 — то же, через 100 м (по данным сейсморазведки); 5 — разрывы; 6 — выходы кыновского горизонта и более древних пород на поверхность

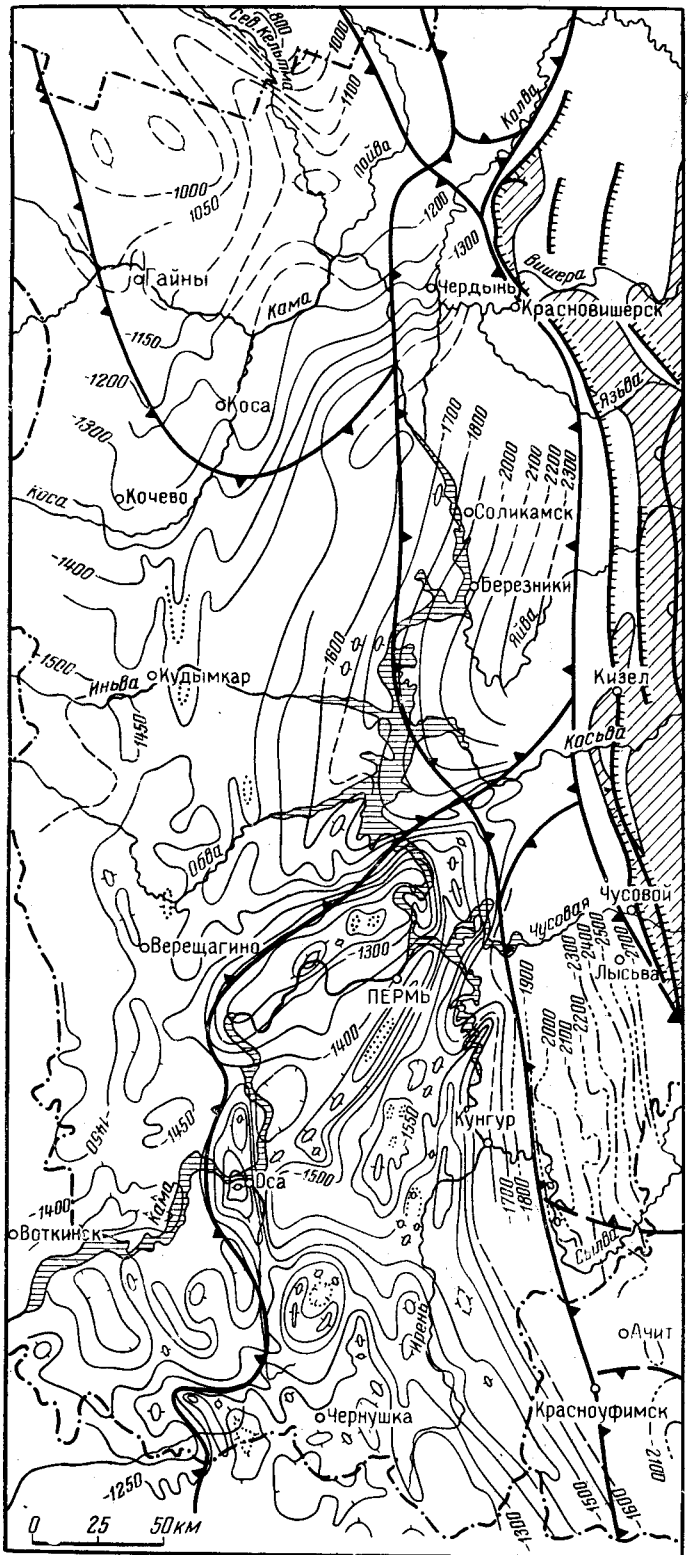


Рис. 6. Схема структуры Пермского Прикамья по кровле тульского горизонта (составил К. С. Шершневу, 1965 г., с добавлениями П. А. Софроновичего)

1 — границы сводов, впадин и седловин по кровле артинского яруса, 2 — восточная граница Западно-Уральской зоны, 3 — стратозоигипсы кровли тульского горизонта через 50 и 100 м; 4 — то же, через 25 м; 5 — то же, через 100 м (по данным сейсмозвездки); 6 — разрывы; 7 — выходы тульского горизонта и более древних пород на поверхность



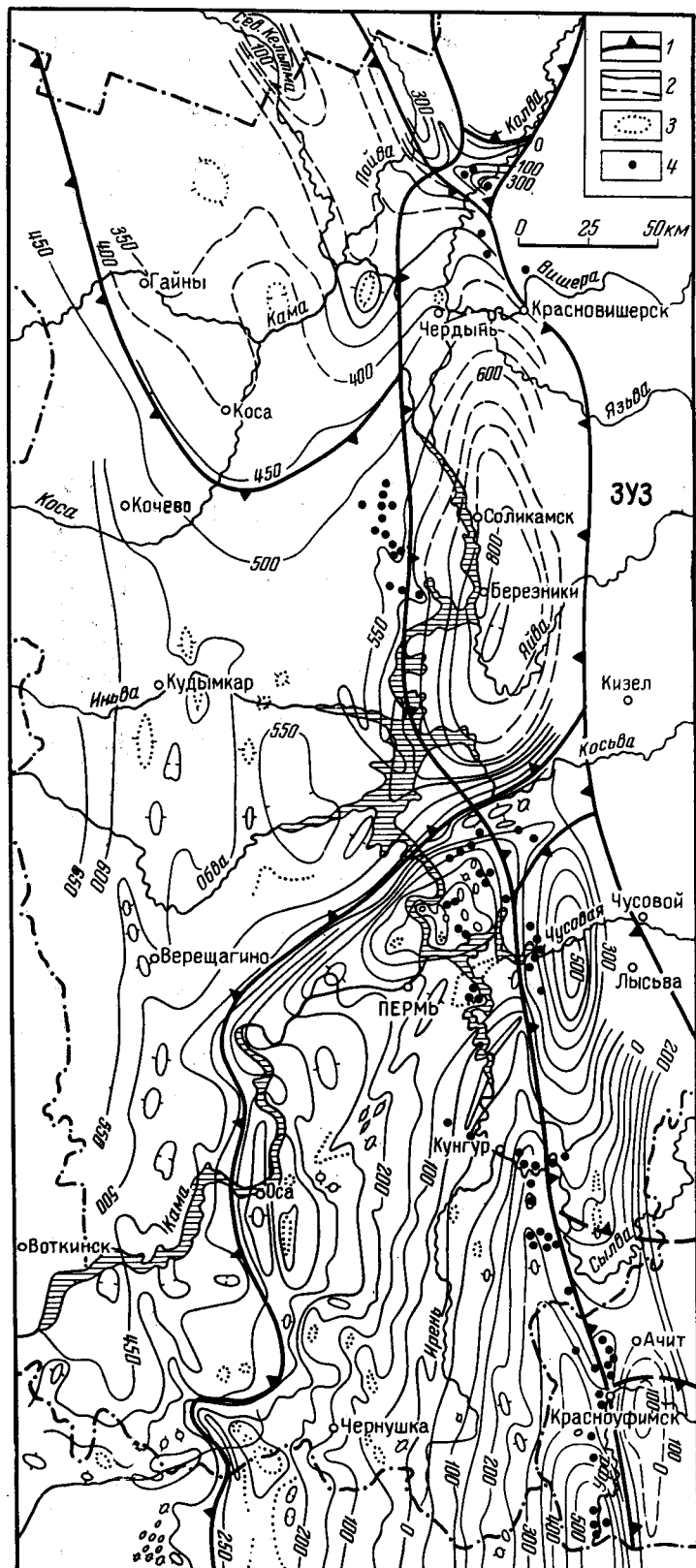


Рис. 7. Схема структуры Пермского Прикамья по кровле артинского яруса (составил К. С. Шершневу, 1965 г., с добавлениями П. А. Софроновичего)

1 — границы сводов, впадин и седловин по кровле артинского яруса; 2 — стратиграфические кровли артинского яруса через 50 и 100 м; 3 — то же, через 25 м; 4 — Артинские рифовые массивы. ЗУЗ — Западно-Уральская зона

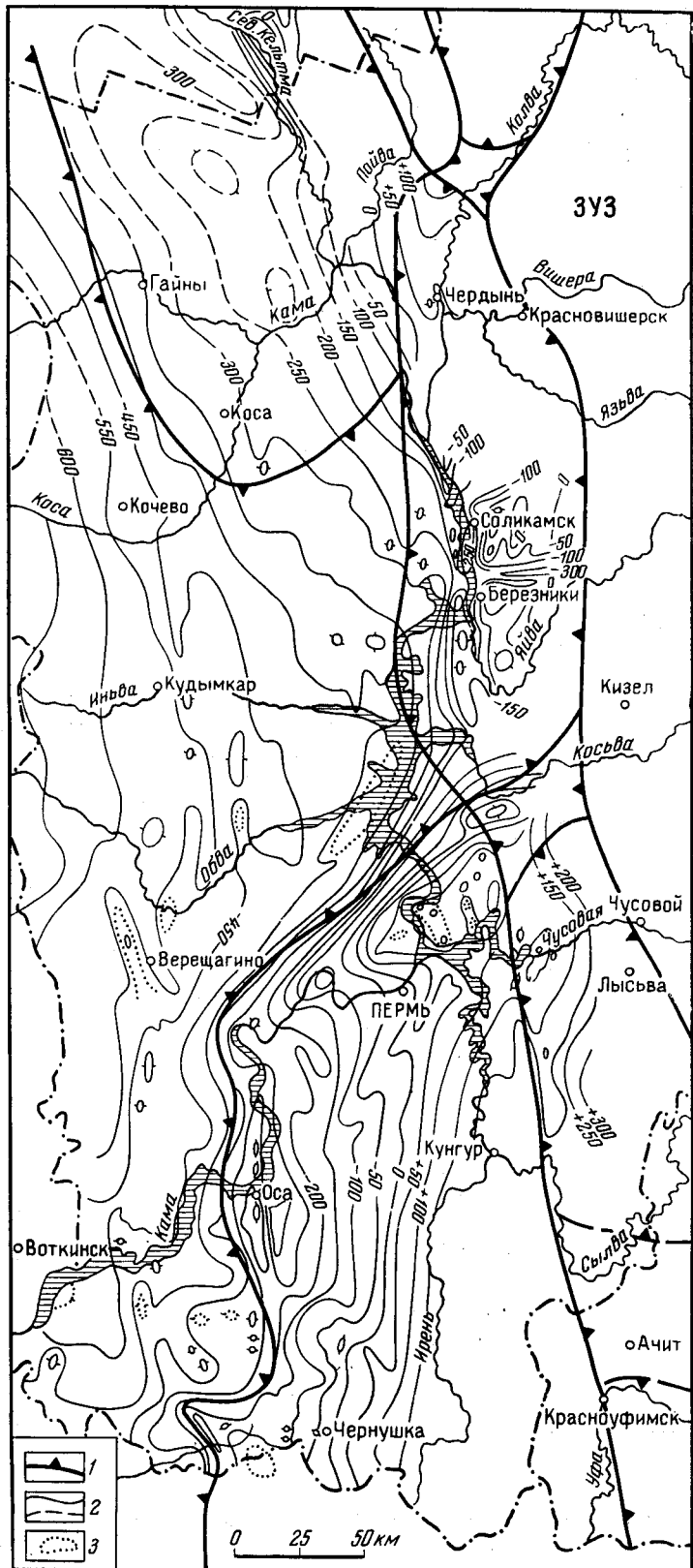


Рис. 8. Схема структуры по кровле ирменского горизонта кунгурского яруса (составили К. С. Шершневу, В. З. Хурсик, П. А. Софроницкий, 1965)

1 — границы сводов и впадин по кровле ирменского яруса; 2 — стратиграфические контуры кровли ирменского горизонта через 50 и 100 м; 3 — то же, через 25 м

ностью над карбонатными линзами и увеличенной — над глинистыми толщами, вследствие уплотнения последних (Софроницкий, 1960).

В верхнефранско-турнейском структурном подъярусе исчезает Коми-Пермяцкий погребенный свод (макробрахиантиклиналь), появляются Лобановский, Веслянско-Мазунинский и Васильевско-Майковский валы, Каменноложский валик. Более резкими и высокими становятся Куединский и Чернушинский валы. На последнем возникает ряд дополнительных и локальных положительных структур*.

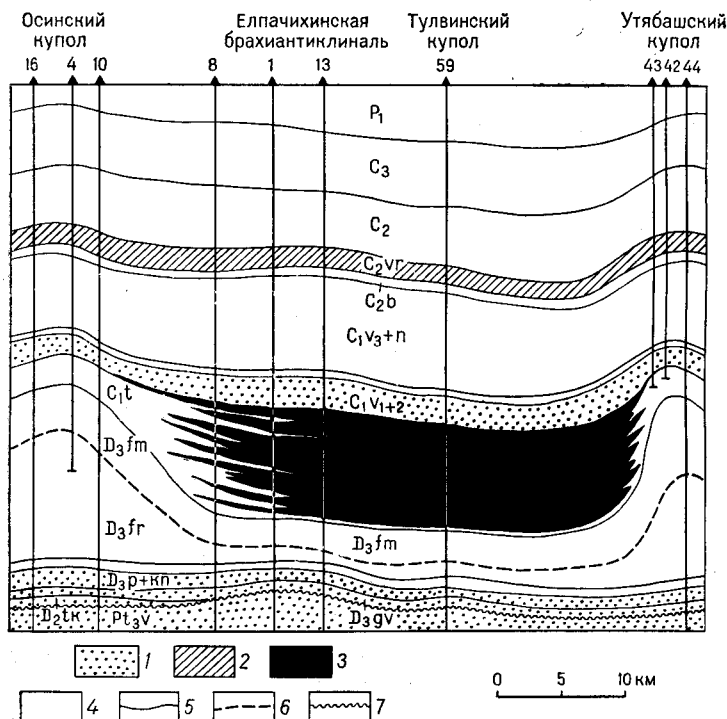


Рис. 9. Схематический геологический разрез через Камско-Кинельский прогиб (по Б. И. Данилову, 1965 г., с дополнениями П. А. Софроницкого)

Вертикальный масштаб увеличен в 25 раз

1 — песчанники, алевролиты и аргиллиты; 2 — переслаивание аргиллитов, мергелей и известняков; 3 — карбонатно-глинистые отложения турнейского яруса; 4 — карбонатные породы (известняки и доломиты); 5 — нормальные границы стратиграфических подразделений (5 — установленные, 6 — предполагаемые); 7 — границы несогласного залегания

В визейско-верхнекаменноугольном структурном ярусе значительное влияние на структуру оказывает выпадение части разреза в северо-западной части области в связи с предвизейским размывом. Например, в Кудымкарском и Кочевском валах вверх по разрезу уменьшаются наклоны шарниров, появляется юго-западный борт Камского полусвода. В данном ярусе происходит выполаживание валов и локальных положительных форм.

* В разделах главы, написанных П. А. Софроницким, сохранена номенклатура форм рельефа и структур. Формы рельефа длиной свыше 500 км обозначаются приставкой «мега» (Уфимско-Соликамская мегавпадина, Тиманский мегавал); длиной 100—500 км — валы, от 20 до 100 км — валики. Структуры длиной 100—500 км обозначаются приставкой «макро» (макроантиклинали, макросинклинали, макробрахиантиклинали и т. д.); длиной от 20 до 100 км характеризуются прилагательным «значительная». *Прим. редакции.*

Общее региональное увеличение мощности нижнепермского структурного яруса в сторону Предуральского прогиба вносит существенное изменение в структуру: Камский полушвод, наметившийся в визейских отложениях по кровле артинского яруса, становится симметричным, а по кровле иренского горизонта сменяется моноклиной с общим подъемом отложений на северо-восток, в сторону противоположную подъему в тульском горизонте; по кровле иренского горизонта исчезает наклон в сторону Предуральского прогиба, наблюдавшийся в артинском ярусе к востоку от Воскресенского валика; по кровле артинского яруса и кунгурского ярусов к югу от р. Косьвы четко выделяется Пермско-Башкирский свод с максимально приподнятой зоной близ Предуральского прогиба (восточная часть Краснокамско-Полазинского вала — Каменноложский валик, Уфимский вал); исчезают северное и северо-восточное крылья Башкирского макрокупола, четко выделявшегося в эйфельско-турнейском и визейско-верхнекаменноугольном структурных ярусах.

Верхнепермско-триасовый структурный ярус увеличивается в мощности в западном направлении: на широте Чердыни от 150 м близ Предуральского прогиба до 700 м у пос. Усть-Черная; от 0 м на восточной окраине Пермско-Башкирского свода до 600—700 м на западной границе Пермской области. Меньшее увеличение мощности (от 500 до 850 м) отмечается на широте рек Иньвы и Обвы. Увеличение мощности данного комплекса соответствует общему погружению нижележащих комплексов в западном направлении.

Юрско-меловой структурный этаж развит на небольшой площади северо-запада Пермской области. Представлен юрскими отложениями, залегающими с эрозионным несогласием на триасовых отложениях. Мощность до 75 м. Строение этажа не изучено.

Кайнозойский структурный этаж имеет мощность до 100 м. Залегает он плащеобразно и в своем залегании в сглаженном виде отражает рельеф поверхности подстилающих пород.

В платформенной части Пермской области территория с позднепротерозойским складчатым основанием занимает небольшую площадь, представляющую южное окончание Тиманского мегавала. Здесь осадочный чехол мощностью от 0 до 3000 м представлен одним эйфельско-триасовым структурным этажом.

Переход Русской платформы в Предуральский позднепалеозойский прогиб в палеозойских породах весьма постепенный. За границу между этими структурными элементами к югу от р. Косьвы принят крутой уступ в 1—5°, к востоку от которого происходит сильное увеличение мощности и фациальные изменения кунгурского и артинского ярусов. К этому уступу приурочено и изменение гравиметрического поля, что дает возможность предполагать на глубине наличие системы разрывов. К северу от р. Косьвы уступ в кунгурских и артинских отложениях не наблюдается, и западная граница Предуральского прогиба проводится условно, с учетом увеличения мощностей нижнепермских отложений и их фациальных изменений. Гравиметрический уступ располагается здесь на 10—15 км восточнее. Некоторые геологи (К. С. Шершнеv и А. Я. Ярош) границу проводят по указанному гравиметрическому уступу.

В платформенной части Пермской и Свердловской областей по условиям залегания нижнепермского, верхнепермско-триасового и юрско-мелового структурных ярусов выделяются: Вятская зона, Верхнекамская впадина, Тиманский мегавал и Пермско-Башкирский свод.

Вятская зона

Зона занимает небольшую самую северо-западную часть Пермской области (см. рис. 3, 4). Зона хорошо изучена в Кировской области, где она представляет глубокий грабенообразный прогиб в беломоро-карельском фундаменте, заполненный нижнебавлинской серией и мощной толщей терригенных живецко-кыновских пород. Выше кыновского горизонта отрицательная форма в осадочном чехле сменяется положительной, особенно четко выраженной в верхнепермских, триасовых и юрских отложениях. Участок Вятской зоны в Пермской области изучен плохо. По данным сейсмического профилирования, кристаллический фундамент погружается на запад от минус 2 до минус 3 км и более.

Верхнекамская впадина

Впадина характеризуется погруженным залеганием пермских отложений по сравнению с Тиманским мегавалом, Вятской зоной и Пермско-Башкирским сводом. Во впадине сплошное распространение имеет верхнепермско-триасовый структурный ярус и в наиболее погруженной части получил развитие юрско-меловой структурный этаж. На площади развития последнего кровля уфимского яруса погружается по сравнению с Пермско-Башкирским сводом на 500—700 м. Структура впадины по особенностям строения нижнепермского и нижележащих структурных комплексов весьма разнородная. Здесь выделяются Коми-Пермяцкая погребенная макробрахиантиклиналь, Камский полусвод, Иньвинско-Косинская и Бородулинско-Фокинская части впадины.

Коми-Пермяцкая погребенная макробрахиантиклиналь располагается над одноименным выступом кристаллического фундамента, приподнятым от минус 2 км до минус 1,6 км. Осадочный чехол, залегающий на фундаменте, начинается с верхнебавлинского структурного этажа, но в Кировской области в пределах данной макробрахиантиклинали осадочный чехол начинается с пашийского горизонта, а на небольшом участке и со среднего карбона. Положительная структура прослеживается до кровли пашийского горизонта, а начиная с кыновского горизонта макробрахиантиклиналь исчезает, уступая место моноклинали, полого падающей на юго-восток. В нижне- и верхнепермских отложениях здесь развита моноклинали с наклоном пород на юго-запад.

Камский «полусвод» наиболее четко выделяется по кровле артинского яруса (см. рис. 7) и прослеживается от Кельтменского вала до среднего течения р. Косы. Длина его 175 км, а ширина на широте пос. Гайны около 110 км. Общее погружение артинского яруса от Елмач-Парминской брахиантиклинали до южной части выступа достигает 480 м. Обычный наклон кровли артинского яруса 3—6 м на километр.

В верхах иренского горизонта кунгура и в верхнепермских породах на площади полусвода происходит общее юго-западное погружение (см. рис. 8). Визейско-верхнекаменноугольные отложения, по сравнению с артинскими, более высоко залегают к западу от устья р. Косы. По кровле Тульского горизонта исчезает западное крыло, а в эйфельско-турнейском структурном подъярусе на месте западного крыла появляется моноклинали с наклоном на юго-восток, которая сохраняется до поверхности фундамента.

За пределами Пермской области на Сев. Кельтме выявлен (Ростовцев, 1948) по горизонтал кунгура Кельтменский вал. Предполагается его продолжение в Пермскую область до пос. Бондюг на Каме, где по кровле артинского яруса выявлен структурный мыс длиной около 45 км с более крутым восточным крылом, имеющим падение до 1° 40'. В ирен-

ском горизонте и в верхнепермских отложениях он не выявляется. По Р. А. Гафарову (1961), здесь выступ фундамента. Глубинное строение вала не изучено, можно предполагать возможность его проследования до подошвы среднего девона в пределах Коми АССР.

Между Тиманским мегавалом и Камским полусводом по глубокому залеганию кристаллического фундамента, выявленному геофизическими исследованиями, предполагается наличие Предтиманского прогиба. В данном месте строение осадочного чехла не изучено. Лишь по горизонталю кунгурских отложений намечается слабый прогиб (глубиной до 100 м) между Кельтменским и Ксенофоновско-Колвинским валами.

Иньвинско-Косинская часть Верхнекамской впадины с севера ограничена Коми-Пермяцкой погребенной макробрахиантиклиналью и Камским полусводом, а на юге граница проводится предположительно по разлому, намеченному по геофизическим данным в кристаллическом фундаменте и проходящему близ р. Сивы и несколько южнее устья Обвы (см. рис. 3). Данная часть характеризуется на западе отсутствием в разрезе нижебавлинской серии, что установлено в Кудымкарской опорной скважине и в районе пос. Кочевы. Поверхность кристаллического фундамента образует общий наклон на восток. В эйфельско-турнейском и визейско-верхнекаменноугольном структурных ярусах намечается меридиональная приподнятая полоса, совпадающая с Кочевским и Кудымкарским валами. В нижнепермском структурном ярусе происходит смещение этой меридиональной полосы на восток в район Воскресенского валика, а по кровле иренского горизонта и верхнепермским отложениям полоса исчезает и наблюдается общий наклон пород от Предуральского прогиба на запад. Рассматриваемая часть Верхнекамской впадины осложнена Кочевским, Кудымкарским, Васильевско-Майковским валами и Воскресенским валиком.

Кочевский вал намечается по сейсмическим исследованиям и редким скважинам. В карбоне и девоне он имеет меридиональное простирание с общим подъемом шарнира на север и наклонами западного крыла около 1° , восточного — около $40'$. В верхнепермских и кунгурских отложениях на месте вала наблюдается уступ с наклоном на запад, высотой около 25—50 м. Проведенное бурение на трех локальных положительных структурах (Поломской, Белооевской и Кочевской), наблюдаемых в нижнепермских отложениях, показало, что в нижекаменноугольных и девонских отложениях исчезают их северные крылья и они переходят в структурные носы.

Кудымкарский вал в пермских отложениях прослежен почти на 100 км. Ширина его 8—10 км и высота 60 м. Простирание близкое к меридиональному. Более крутое западное крыло с наклоном $1^\circ 30'$ — 2° , а восточное всего $30'$. Шарнир вала поднимается на север, одновременно происходит выполаживание крыльев. В южной части его, по данным бурения и сейсмических исследований, установлено общее соответствие в залегании перми, карбона и девона. В связи с сокращением мощности карбона и девона в северном направлении, северные периклинали у локальных положительных структур, наблюдаемые в пермских и верхнекаменноугольных отложениях, исчезают в среднекаменноугольных и более древних породах.

Воскресенский валик по кровле кунгура прослежен на 65 км при ширине 6—12 км и высоте 30—65 м. Западное крыло с наклоном 1° — $10'$, а восточное всего 20 — $30'$; судя по данным бурения на Воскресенском поднятии, предполагается сохранение валика до подошвы среднего девона.

Васильевско-Майковский вал располагается непосредственно западнее одного из прогибов Камско-Кинельской системы. При почти ме-

ридиональном простирании он имеет коленообразный изгиб, связанный с сочленением двух кулисообразно расположенных валиков — Васильевского и Майкорского. Прослежен он по горизонтам кунгурского яруса на 100 км, при ширине 5—15 км и высоте около 40 м. Восточное, более крутое крыло имеет наклон $40'—1^{\circ} 50'$, западное — $20—40'$. На Васильевской, Чермозской и Майкорской брахиантиклиналях выявлено увеличение наклонов крыльев до кровли турнейского яруса. По данным сейсморазведки Васильевская брахиантиклиналь по кровле кыновского горизонта не выявляется, а на ее месте терригенный девон залегает моноклинально.

Близ границы с Предуральским прогибом между реками Лысьвой и Унья в полосе шириной 15 км встречено 15 холмообразных поднятий кровли артинского яруса высотой в десятки и до 100 м, связанных с наличием рифовых массивов известняков до 100—190 м мощности. В кунгурских отложениях здесь несомненно развиты структуры облеkania, но они детально не изучались.

Бородулинско-Фокинская часть Верхнекамской впадины располагается между Пермско-Башкирским и Татарским сводами. Она отличается повсеместным развитием мощной нижебавлинской серии. По поверхности фундамента здесь располагается часть Осинско-Сарапульской впадины (Калтасинский авлакоген, по В. Д. Наливкину и др.). Данная часть впадины осложнена прохождением Камско-Кинельской системы прогибов, а также Верещагинским и Куединским валами.

Верещагинский (Очерский) вал по горизонтам кунгурских отложений и кровле артинского яруса прослежен на 110 км в длину при ширине около 10 км и высоте 50—100 м. Наклон западного крыла $50'—2^{\circ}$, а восточного до $40'$. По результатам бурения на Верещагинской и Очерской брахиантиклиналях, он сохраняется до подошвы среднего девона без существенных изменений. По данным сейсмических исследований, вал прослеживается в додевонских отложениях и под ним наблюдается грядка в поверхности раннедевонского фундамента.

Северная часть Куединского вала, расположенная на территории Верхнекамской впадины, характеризуется общим сохранением строения в перми, карбоне и девоне, что было выяснено глубоким бурением на Шалымской и Маркетовской брахиантиклиналях.

Тиманский мегавал

Мегавал заходит на рассматриваемую территорию лишь своим юго-восточным окончанием. Наиболее высокое залегание верхнепалеозойских пород приурочено в ней к Ксенофоновской брахиантиклинали Ксенофоновско-Колвинского вала. Кровля артинского яруса здесь приподнята выше 300 м над уровнем моря. В складке наблюдается непрерывный разрез от филипповского горизонта кунгура до каширского горизонта московского яруса. Последний в ядре брахиантиклинали налегает с угловым и стратиграфическим несогласием на верхний протерозой (Чочиа, 1955). Породы московского яруса наклонены в северо-восточном крыле брахиантиклинали под углом 12° , а на юго-западном — $30—35^{\circ}$. Протерозойские породы падают на ЮЗ $240—250^{\circ}$ под углом 50° .

Граница Тиманского мегавала с Верхнекамской впадиной проходит по разлому, который установлен геологическими наблюдениями в Джемим-Парме, на р. Вычегде и по геофизическим данным прослеживается до района Красновишерска (Гафаров, 1959, 1963).

Пермско-Башкирский свод

Этот свод выделяется по залеганию пермских отложений, причем наиболее четко по залеганию кунгурских и артинских отложений. Отложения татарского яруса в нем отсутствуют. Прослеживается свод от гордов Добрянка и Нытва на севере до структуры Кара-тау на юге. Длина свода по кровле артинского яруса 350 км, ширина 110—160 км и высота 400—500 м. Свод характеризуется общим воздыманием пермских отложений в южном направлении. Наиболее высокое залегание кровли артинского яруса (выше 500 м) известно на р. Уфе, южнее Красноуфимска. Восточное крыло свода узкое, с падением в артинском ярусе 1—3°, а местами до 5°. Западное крыло чрезвычайно широкое и пологое, обычно с наклоном менее 30°. Приосевая часть свода проходит всего в 3—9 км западнее Предуральяского прогиба.

В каменноугольных и более древних отложениях строение свода сильно изменяется. Учитывая эти изменения на территории свода могут быть выделены следующие крупные элементы: Краснокамско-Полазнинский сложный вал, Бабкинская депрессия, Башкирский макроупол и Уфимская макробрахиантиклиналь. В свою очередь и эти части осложняются валами и валиками, которые часто переходят с одного выделенного элемента на другой.

Нытвенско-Ольховский (Краснокамско-Полазнинский) сложный вал располагается над выступом фундамента. В эйфельско-нижнефранских отложениях вал имеет простое строение. Прослеживается он в северо-восточном направлении на 150 км при ширине около 20 км. Часть вала протягивается на Косвинско-Чусовскую седловину (см. рис. 5). Высота вала около 200 м и наиболее приподнятая часть его находится в Краснокамске. Наклоны крыльев 30'—2°. В верхнефранско-турнейском структурном подъярусе выделяется Краснокамско-Полазнинский вал и наложенные северная (Межевская) часть Лобановского вала, Каменноложский валик и рукав Камско-Кинельской системы прогибов. Эти наложенные структурные элементы прослеживаются до верхнепермских отложений включительно, выполаживаясь вверх по разрезу. В пермских отложениях наиболее повышенной становится часть вала, расположенная восточнее р. Камы, где происходит его расширение до 35 км. К востоку от Межевской брахиантиклинали вал осложняется развитием артинских рифовых массивов, которые в кунгурских отложениях сопровождаются структурами облекания.

Каменноложский валик наиболее четко выражен в нижнекаменноугольных отложениях (см. рис. 6). Валик изогнут дугообразно с выгибом на северо-запад. Длина его 70 км, ширина до 7—10 км. Северо-восточная часть располагается в Предуральском прогибе. В кунгурских и артинских отложениях восточное крыло нечеткое, вследствие развития многочисленных артинских рифовых массивов, сопровождающихся в кунгуре структурами облекания. Западное крыло валика более крутое—до 2°. С глубиной, в нижнекаменноугольных породах, наклоны крыльев увеличиваются на восточном крыле до 2°, а на западном—до 6—9°. Высота валика в этих отложениях 130 м, тогда как по кровле артинского яруса она всего 50 м.

На месте Каменноложского валика и Межевской части Лобановского вала в нижнефранских и среднедевонских отложениях наблюдается моноклиналь с наклоном на восток. Исчезновение положительных структур здесь вызвано резким сокращением мощности среднефранско-фаменских отложений на крыльях и увеличением в сводовой части.

Бабкинская депрессия отличается более погруженным залеганием девонских и каменноугольных отложений по сравнению

с Краснокамско-Полазнинским сложным валом и Башкирским макрокуполом. Наиболее четко она выделяется по поверхности вендского комплекса и в эйфельско-нижнефранском структурном подъярусе (см. рис. 5). В вышележащих отложениях в ней проходит Камско-Кинельская система прогибов. Предполагается прохождение рукава данной системы между Краснокамском и Лобаново. Депрессия осложняется Чернушинским поперечным и Лобановским валами.

Чернушинский вал имеет северо-западное направление и длину 150 км. Наиболее четко выражен в нижнекаменноугольных отложениях, в которых он распадается на значительную Осинско-Батуйскую антиклиналь, значительный Батырбайский купол, осложненные по краям брахиантиклиналями (кольцевое расположение), и значительный Чернушинский мыс. Ширина вала 10—30 км и высота до 150 м. В эйфельско-нижнефранских отложениях вал сильно выволаживается и выравнивается. Северная часть вала (Осинско-Батуйская антиклиналь) имеет более крутое восточное крыло с наклоном до 4°, хорошо прослеживающееся от верхнепермских отложений до подошвы среднего девона. Западное крыло имеет здесь наклон около 1°.

Лобановский вал прослежен в пермских и каменноугольных отложениях более чем на 125 км, при ширине около 10 км. Характерно общее погружение шарнира вала на юг и его изгиб в юго-восточном направлении. В кунгурском и артинском ярусах в поперечном сечении вал имеет симметричное строение с наклоном крыльев 30'—1° 40' и высоту около 70 м. В каменноугольных и фаменских отложениях он становится ассиметричным. С глубиной, до франского яруса, наклон восточного крыла увеличивается до 3—4° и высота вала достигает 140 м к западу относительно оси в пермских отложениях. На месте структурного мыса в кунгурских и уфимских отложениях в карбоне обособляется Козубаевская антиклиналь, которая характеризуется более приподнятым залеганием по сравнению с Лобановской антиклиналью, имеющей более высокое залегание пермских пород. В нижнефранских и среднедевонских отложениях Лобановский вал исчезает и на его месте наблюдается слабо выраженный структурная терраса, наклоненная на восток.

Башкирский макрокупол заходит в Пермскую область лишь небольшой северной частью. Башкирские геологи называют его сводом. Он выделяется повышенным залеганием девонских и каменноугольных отложений. По поверхности фундамента на его площади располагается впадина. В нижнепермских отложениях (см. рис. 7, 8), в связи с резким увеличением их мощности исчезает восточное крыло макрокупола, и он как обособленное поднятие не выявляется. На рассматриваемой площади макрокупола располагаются расширенные южные части Куединского и Чернушинского валов.

Куединский вал имеет северо-западное простирание и длину до 150 км. Он выражен в верхнепермских отложениях и прослежен в глубину до подошвы среднего девона. Наиболее широкая часть вала расположена на территории Башкирского макрокупола. Здесь вал приподнят и ширина его близ пос. Куеда достигает 25 км. Углы наклона юго-западного крыла до 3° 30' в нижней перми и 5—6° в карбоне, а северо-восточного — в два раза положе. Наблюдается две ветви положительных структур: юго-западная, состоящая из антиклиналей и брахиантиклиналей, и северо-восточная, образованная цепью куполов. Высота вала в каменноугольных отложениях достигает 150 м. Суженная северо-западная часть вала, находящаяся в Верхнекамской впадине, имеет симметричное строение.

Часть Чернушинского вала, расположенная на площади Башкирского макрокупола, характеризуется в среднедевонско-нижнефранских

отложениях смещением осевой части на юго-запад по сравнению с ее положением в каменноугольных отложениях.

Уфимская макробрахиантиклиналь определяется выходом на поверхность артинских и кунгурских отложений и почти отсутствием более молодых образований. Характерно наиболее высокое залегание кровли артинского яруса на Пермско-Башкирском своде, приуроченное к Уфимскому валу, который располагается по границе с Предуральским прогибом, погружаясь в северо-северо-западном направлении. В пределах Пермской и Свердловской областей длина вала 220 км, и ширина 15—30 км. Высота вала около 150—200 м. Восточное крыло более узкое с наклоном 1—3°, а западное — 15—35'. В каменноугольных и девонских отложениях на месте вала располагается моноклиналь.

По западной границе макробрахиантиклинали выделяется Веслянско-Мазунинский вал. Его восточное крыло по кровле артинского яруса нечеткое. Вал прослежен на расстоянии более 100 км. Ширина его на севере 5, а на юге до 20 км. Наиболее четко вал выделяется в каменноугольных отложениях. По ним более крутое крыло (до 4°) обращено в сторону Камско-Кинельской системы. Простираение вала выгибается на северо-запад. В каменноугольных отложениях высота вала достигает 100 м и к площади его приурочено наиболее высокое залегание этих отложений в пределах макробрахиантиклинали. В пределах вала выделяется Мазунинский и Веслянский валики, расположенные кулисообразно. На юге вал отходит от Камско-Кинельской системы прогибов и становится нечетким. Ниже верхне-франских отложений вал не прослеживается.

Выделяющийся по геофизическим данным Красноуфимский выступ фундамента имеет иные очертания, чем макробрахиантиклиналь, выделяемая по залеганию нижнепермских отложений.

Заклучение

Среди локальных (местных) положительных складок в платформенной части Пермского Прикамья развиты преимущественно купола и брахиантиклинали и очень редко встречаются собственно антиклинали с длиной, превышающей ширину более чем в 5 раз.

Выделяется четыре типа положительных локальных структурных форм: 1) согласного строения во всем осадочном чехле; 2) согласного строения до подошвы среднего девона, глубже неизученные (часть из них, видимо, принадлежит к первому типу); 3) исчезающие в нижне-франских отложениях; 4) исчезающие в нижнепермских отложениях, появляющиеся на глубине.

К первому типу относится Ксенофоновская брахиантиклиналь, которая прослежена в пермских и каменноугольных отложениях до протерозоя. Предположительно сюда можно отнести брахиантиклинали Верещагинского вала, где по сейсморазведке положительным структурным формам соответствуют выступы фундамента (рис. 10-А).

Во втором типе наблюдается 4 разновидности локальных положительных форм: 1) прослеживающиеся в глубину без существенных изменений — Шалымская брахиантиклиналь; 2) усиливающиеся с глубиной — Краснокамская брахиантиклиналь, Западный Северокамский купол (рис. 10-Б); 3) теряющиеся в среднем карбоне (брахиантиклинали Кудымкарского вала) или в нижнефранских отложениях (Шумовский купол) обособленную форму, выявляемую в пермских отложениях; 4) усиливающиеся до кровли франского яруса и выполаживающиеся в нижнефранских отложениях — Гожанская (рис. 10-В), Осинская, Кудинская, Полазнинская и другие антиклинали (купола). Подобные локальные поднятия располагаются близ границы Камско-Кинельской

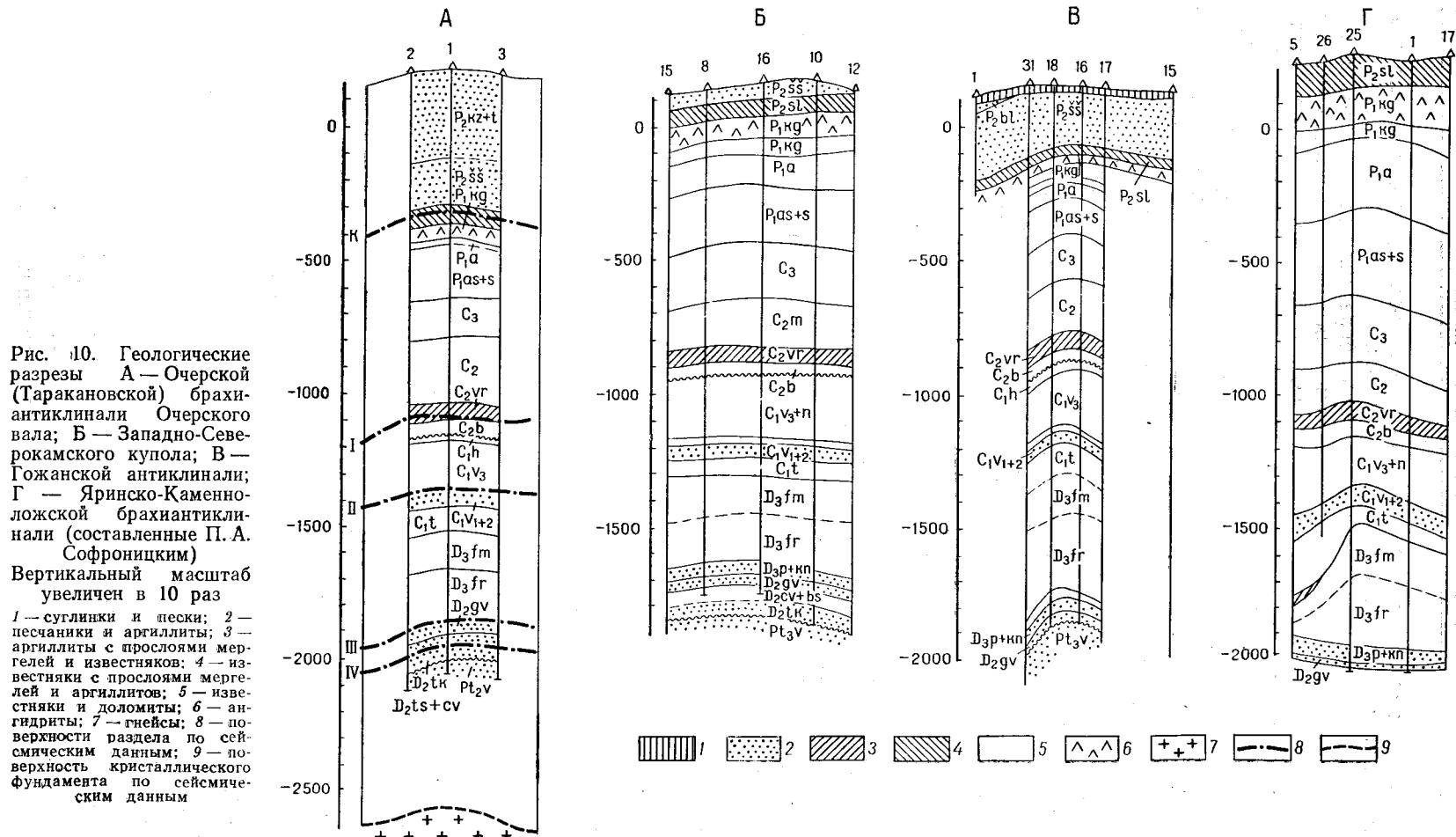


Рис. 10. Геологические разрезы А — Очерской (Таракановской) брахиантиклинали Очерского вала; Б — Западно-Северокамского купола; В — Гожанской антиклинали; Г — Яринско-Каменноложской брахиантиклинали (составленные П. А. Софроницким)

Вертикальный масштаб увеличен в 10 раз

1 — суглинки и пески; 2 — песчаники и аргиллиты; 3 — аргиллиты с прослоями мергелей и известняков; 4 — известняки с прослоями мергелей и аргиллитов; 5 — известняки и доломиты; 6 — ангидриты; 7 — гнейсы; 8 — поверхности раздела по сейсмическим данным; 9 — поверхность кристаллического фундамента по сейсмическим данным

зоны или на ее бортах. Выполаживание вызвано уменьшением мощности верхнефранских карбонатных пород на крыльях.

Третий тип складок характеризуется увеличением крутизны крыльев в глубину до кровли франского яруса; ниже наблюдается выполаживание и по кровле нижнефранских отложений обособленная положительная форма исчезает (рис. 10-Г). Таковы Яринско-Каменноложская и Таныпская брахиантиклинали, Лобановская антиклиналь и др. Механизм образования данных складок полностью невыяснен. Одни авторы считают их инверсионными структурами, другие — структурами облекания эрозионных останцев, третьи — структурами облекания верхнефранско-фаменских рифов и четвертые усматривают совокупное влияние тектонических и атектонических факторов. По последней точке зрения (К. С. Шершнев, П. А. Софроницкий), образование мощной верхнефранско-фаменской толщи карбонатных пород в ядре складок вызвано усиленным органогенным накоплением осадков (местами, возможно, биогермы), с последующим развитием в фаменско-турнейское время структур облекания, которые усиливаются уплотнением глинистых пород и захватываются возрожденными движениями. Принимается, что тектонические движения обусловили образование Камско-Кинельской системы прогибов, на бортах которых возникли условия для усиленного накопления карбонатных осадков.

Структуры облекания артинских рифов распространены вблизи Предуральского прогиба. Обычно они хорошо выявляются в кунгурских отложениях и отличаются различным простираем, резким увеличением наклона в глубину, наличием узких вершинок и на глубине — биогенных массивов. Наклоны крыльев вблизи биогермы до 30—40°. Длина таких складок обычно меньше 5 км, ширина менее 2 км, высота от нескольких десятков до 100—150 м. Ниже рифогенных массивов положительная структурная форма отсутствует.

Обособленные положительные складки, появляющиеся на глубине, изучены плохо и в большинстве установлены для части осадочного чехла. Среди них выявлены следующие разновидности: 1) расположенные на моноклинали верхнепермских и иренских отложений и установленные в филипповском горизонте и по кровле артинского яруса, глубже неизученные (Гаревский купол); 2) находящиеся на периклиналях положительных складок в пермских и каменноугольных отложениях и имеющие обособленную форму в франских и среднедевонских отложениях, глубже неизученные (Красноярский купол на северо-запад от Куединского и Тулвинская брахиантиклиналь к югу от Осинского купола); 3) появляющиеся на структурных носсах верхнепермских и кунгурских отложений, в виде обособленных куполов в каменноугольных и девонских отложениях, глубже неизученные (Западно-Северокамский купол); 4) сходные с предыдущей разновидностью до франского яруса, в котором исчезает обособленная форма (Павловский и Веслянский купола).

Отрицательные локальные складки в платформенном Прикамье изучены плохо. Неизвестно ни одной обособленной (замкнутой) отрицательной складки, прослеженной на глубину от пермских отложений до подошвы среднего девона. Широко известны незамкнутые отрицательные формы. Некоторые мульды глубиной до 15 м связаны с гипсовым карстом и относятся к структурам обрушения. Такие мульды развиты по рекам Ирень и Сылва.

ПРЕДУРАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ

Предуральский прогиб представляет собой крупную синклиналиную структуру, переходную от Русской платформы к складчатому Уралу. Большая часть прогиба характеризуется более глубоким залеганием под-

кунгурских отложений, чем на платформе и в складчатом Урале, и развитием мощных кунгурских отложений с залежами солей. Миграция прогиба к западу в ходе его формирования в раннепермскую эпоху и наложение на восточную часть Русской платформы привели к тому, что переходы между этими тектоническими областями являются постепенными.

Западная граница прогиба рассмотрена выше. Положение восточной границы прогиба дискуссионно. Предложены следующие варианты ее проведения: 1) перед фронтом первых крупных линейных складок с крутыми углами падения крыльев (Шатский, 1945, 1946; Софроницкий, 1956, 1958); 2) по восточной границе выходов среднего карбона или по верхнему структурному ярусу (C_2-T_1) герцинид (Тектоническая карта СССР под редакцией Н. С. Шатского, 1957) и 3) по появлению нижнепермских моласс (Пущаровский, 1959, Софроницкий, 1960 и др.). Последний вариант представляется наиболее обоснованным, так как обычно краевые прогибы принято выделять с момента появления моласс. Нижнепермские молассы появляются среди западных складок Урала, и в структурном отношении складчатая зона прогиба мало отличается от территории, находящейся восточнее. Да и к тому же здесь, по геофизическим данным, на глубине развит раннедокембрийский фундамент с теми же простираниями структур, что и восточнее. Поэтому в данном очерке складчатая зона прогиба рассматривается при описании Западно-Уральской зоны складчатости. Восточная граница площади прогиба с развитием пологих структурных форм в палеозойских отложениях к северу от широтного течения р. Лысьвы проходит вблизи выходов на поверхность артинского яруса из-под кунгурского. Южнее эта граница отклоняется на восток к площади развития низов артинского яруса. В общем, граница проходит через с. Ныроб, г. Красновишерск, с. Всеволодо-Вильва, г. Чусовой, близ Сылвинского завода, в 13 км западнее пос. Бисерти и в 15 км восточнее пос. Арти. Территория прогиба, расположенная к западу от крупных и крутых линейных складок Урала в пределах Пермской и Свердловской областей, распадается на Верхне-Печорскую и Уфимско-Соликамскую мегавпадины, разделенные Колвинской седловиной.

Верхне-Печорская мегавпадина

Эта структура в описываемую территорию входит лишь своей южной частью, протяженностью около 70 км. Для нее характерно распространение преимущественно кунгурских и четвертичных отложений. Вследствие большой мощности последних и плохой обнаженности пород палеозоя, строение впадины известно очень плохо. Наблюдается общее погружение кунгурских и артинских отложений на север. Мощные соляные источники, выходящие по р. Вишерке, указывают на развитие на глубине соленосных пород и поднятий, связанных с раздувом солей (Фадинская брахиантиклиналь). На восточном борту впадины в артинских отложениях известно 5 антиклинальных структур меридионального простирания с наклоном крыльев до 10° ; детально они не изучены (Чочиа, 1955).

Колвинская седловина

Данная седловина выделяется по выходам артинских и более древних отложений среди кунгурских, а на площади понижения — по выходам кунгура среди уфимских пород.

Наиболее повышенную часть седловины образует Ксенофоновско-Колвинский вал. Наклоны его крыльев $10-15^\circ$, высота — $400-700$ м. На валу известны две брахиантиклинали и ряд структур облекания рифов в покрывающих их мергелях и глинах дивьинской свиты. Структуры облекания здесь небольшие, так как рифы имеют высоту $25-65$ м и длину до 200 м.

Уфимско-Соликамская мегавпадина

Эта мегавпадина протягивается от Колвинской седловины до структуры Каратау на юге. Длина рассматриваемой части мегавпадины 525 км, ширина $40-80$ км; наиболее узкая часть располагается между реками Косьва и Чусовая, а самая широкая — на междуречье Сылвы и Уфы. На всем протяжении мегавпадина четко выражена в филипповском горизонте и более древних отложениях. Ее строение резко меняется в связи с наличием раздувов солей и соленосных глин, а также структур облекания артинских рифов. Это изменение структуры выявляется на геологических разрезах и при сравнении структурных карт кровли артинского яруса и кровли кунгура.

В филипповском горизонте и по кровле артинского яруса западное крыло Уфимско-Соликамской мегавпадины имеет наклон до 1° на севере и $1-3^\circ$ южнее р. Косьвы. Восточное крыло близ складчатого Урала имеет наклоны до $5-15^\circ$ и резко выполаживается к западу до 1° и менее. Осевая часть мегавпадины, по сравнению с таковой в верхнекунгурских отложениях, смещается на восток до $6-12$ км. Вдоль ее приосевой зоны кровля артинского яруса имеет общее погружение с юга на север до г. Соликамска. Наиболее погружена рассматриваемая поверхность в районе Соликамска и г. Березники, причем самое глубокое залегание ее на отметке минус $854,7$ м констатировано в 12 км южнее Березников (скв. 1005). По кровле артинского яруса и подсолевым породам валы, наблюдаемые в солях и надсолевых породах, не выявляются. На западном крыле мегавпадины, южнее р. Косьвы, кровля артинского яруса осложнена рифовыми массивами, высотой от нескольких десятков метров до 400 м.

По залеганию филипповского горизонта и артинского яруса мегавпадина разделяется Косьвинско-Чусовской и Красноуфимской седловинами на Соликамскую, Сылвинскую и Айскую впадины (см. рис. 4).

В верхнеиренских отложениях и уфимском ярусе, севернее р. Косьвы, в Соликамской впадине на месте западного крыла, четко выраженного в нижнекунгурских и более древних отложениях, располагается пологая моноклираль с наклоном на запад.

По построениям, с учетом изменения мощностей отложений, Уфимско-Соликамская мегавпадина прослеживается в каменноугольных и девонских отложениях со смещением приосевой части относительно кровли артинского яруса к востоку, что отмечается резким увеличением мощности перми и карбона на восток и юго-восток. В $1961-1965$ гг. сейсмическими работами конторы Пермнефтегеофизика было установлено, что на широтах г. Кунгура и с. Березовка каменноугольные породы продолжают погружаться на восток до меридиана ст. Шамары, где выступающие артинские породы имеют наклон на запад и уже представляют восточное крыло прогиба. Смещение осевой части здесь более 40 км. Смещение свыше 27 км констатировано по скважинам у г. Березники и ст. Яйвы.

Вследствие увеличения мощности сакмарского, ассельского ярусов и карбона в мегавпадине в южном направлении, каменноугольные отложения на широте Кунгура залегают глубже, чем у г. Березники. Так, у

ст. Яйва глубина залегания тульского горизонта минус 2322 м, а в районе пос. Кордон по данным сейсмоки минус 2500—2600 м.

Косьвинско-Чусовская седловина сохраняется в карбоне и девоне. Можно предполагать наличие таких соотношений в залегании и для Красноуфимской седловины.

Структура фаменско-каменноугольных отложений в мегавпадине осложняется развитием внутрiformационной Камско-Кинельской системы прогибов. Наличие такой системы теоретически было предположено В. М. Познером (1957). Она установлена в Верхнечусовских городках и намечается восточнее линии Майкор—Чердынь.

Фациальные комплексы кунгурского и артинского ярусов располагаются в виде полос, параллельных границам мегавпадины. Так, верхнекунгурские конгломерато-песчано-глинистые породы восточного крыла, на широте Соликамска и Чусового, по направлению к осевой части мегавпадины, где замерена наибольшая мощность яруса, сменяется глинами, солями и ангидритами. На западном крыле соленосные породы сменяются сульфатами, доломитами и, одновременно, мощность яруса сокращается в четыре раза. Соли приурочены к наиболее прогнутой части мегавпадины, в которой установлена их максимальная мощность. Артинские обломочные породы восточного крыла постепенно сменяются к западному крылу известняками. К полосе замещения мергелей известняками приурочены рифовые массивы известняков. Сакмарский ярус в северной части мегавпадины, до широты г. Чусового, представлен исключительно известняками; южнее происходит замещение известняков обломочными породами по восточному крылу. Границы смены фаций ассельского, сакмарского ярусов пересекают современные границы впадины. В каменноугольных и девонских отложениях связи фациальных изменений и колебаний мощностей в зависимости от границ мегавпадины также не обнаружено.

По Р. А. Гафарову (1959, 1961), на площади мегавпадины, кроме небольшой северной части, распространен раннедокембрийский кристаллический фундамент, на наличие которого указывают сохранение простираций и интенсивности магнитных аномалий (Z_a и ΔT_a) от восточной окраины Русской платформы через мегавпадину и частично в пределы Западно-Уральской зоны складчатости. Со стороны Русской платформы заходят Камский и Башкирский докарельские массивы. Простираение пород фундамента, судя по магнитным аномалиям, на севере до г. Березники — северо-западное, а южнее — близкое к широтному.

Поверхность кристаллического фундамента в Уфимско-Соликамской мегавпадине по данным А. Я. Яроша намечается на глубинах от минус 3,6 км до минус 6 км. Приподнятое положение фундамента фиксируется у устья р. Вишеры и на Красноуфимской седловине. Есть основание предполагать повышенное залегание фундамента на Косьвинско-Чусовской седловине, для которой Р. А. Гафаровым по аэромагнитной съемке местами вычислены минимальные глубины возмущающих масс в минус 2,5—3 км.

Неглубокое залегание поверхности кристаллического фундамента и развитие пологих структурных форм в палеозое, в пределах Уфимско-Соликамской мегавпадины, указывают на то, что она имеет строение принципиально близкое к Русской платформе и отличается лишь проявлениями соляной тектоники и более резким несоответствием пермских и каменноугольных структур.

Соликамская впадина характеризуется наибольшим погружением кровли артинского яруса в мегавпадине, развитием шешминского горизонта, отсутствием западного крыла в верхнепермских и верхнеиренских породах, более сильным проявлением соляной тектоники, наличием

длинных валов, отсутствием значительных по размерам структур облекания артинских рифов и полным отсутствием структур облекания сакмарских рифов.

По кровле кунгура приосевая часть впадины на участке между устьями рек Боровица и Яйва совпадает с долиной р. Камы. По кровле артинского яруса она смещается на 9—12 км. В уфимском ярусе и в верхней части иренского горизонта выделяются: Камско-Вишерский, Березниковский и Игумский валы, Харюшинский валик, Камская, Тверитиновская, Осокинская и Дуринская депрессии. Все положительные структуры, кроме северной части Камско-Вишерского вала, связаны с раздувами солей и соленосных глин.

Камско-Вишерский вал по кровле кунгура и в соликамском горизонте прослеживается на юг от Ксенофоновской брахиантиклинали на протяжении около 200 км. Ширина его до 15 км на севере и до 6 км на юге. Северная периклиналь вала нечеткая. Наклоны крыльев 30'—1°, южнее устья р. Вишеры западное крыло — до 3—4°. Здесь вал становится асимметричным. Высота вала около 100 м.

К северу от г. Чердыни на валу развиты купола, а южнее, на площади развития кунгурских солей, наблюдаются брахиантиклинали, осложненные на крыльях мелкими складками. Южнее г. Чердыни вал и положительные складки в подселевых породах кунгура и по кровле артинского яруса исчезают. Севернее зоны развития мощных солей, в кровле артинского яруса и в каменноугольных отложениях сохраняется слабо выраженный структурный мыс, погружающийся на юг.

Камская депрессия отделяет Камско-Вишерский вал от Березниковского, ширина ее 6—10 км. В породах уфимского яруса и верхней части иренского горизонта она погружается на юг. Глубина на севере 50—75 м, а на юге 100—150 м. Полная глубина по кровле соли достигает 300 м. Данная депрессия, по П. Е. Оффману, представляет мульду оседания, возникшую в своде антиклинали. По П. А. Софроницкому, депрессия является компенсационной, возникшей при межпластовом течении соли в валы. Возможно, что локальные синклинали усилены выщелачиванием солей в зонах дробления надсолевых и солевых пород. В подселевых породах кунгура и по кровле артинского яруса на месте депрессии наблюдается моноклиналь с наклоном на восток.

Березниковский вал протягивается от р. Вишеры до р. Яйвы. Длина его 140 км, ширина 6—12 км. Наиболее приподнят вал в районе Соликамска и Березников, где выявлена максимальная мощность солей (500—514 м) и располагаются наиболее крупные по площади и высоте местные положительные складки (Соликамская брахиантиклиналь и Березниковский купол). По маркирующим поверхностям соликамского горизонта высота вала около 100 м. Западное крыло более крутое (2—4°) по сравнению с восточным (40'—2°). По кровле солей высота вала 160 м, западное крыло имеет углы 4—5°, а восточное — 1—2°. В толще солей происходит выполаживание вала, а по их подошве он не выделяется. Кровля артинского яруса на площади вала залегает ниже, чем в Камской депрессии.

В верхах соляной толщи кунгура на Березниковском валу хорошо выдерживаются соляные пачки «сильвинитовая», «карналлитовая» и «покровная соль». Внутри этих пачек широко развита мелкая складчатость (Иванов, 1934 и др.; данные В. А. Вахромеевой).

Установлено, что мелкие складки высотой до 15 м имеют преимущественно меридиональное простирание, асимметричны в поперечнике, с более крутыми западными крыльями антиклиналей. Часто такие складки запрокинуты на запад. Дробление наблюдается в галитовых

солях, разделяющих карналлитовые. Наиболее интенсивно дислоцирована соляная толща на крутых крыльях поднятий.

В. А. Вахромеева, изучавшая тектонику карналлитовых пластов «Б» и «В», отметила, что: 1) мощность пластов в антиклиналях увеличена до 5—6 раз за счет многократного чередования годичных слоев и пачек их, смятых в систему лежащих петлеобразных складок, нагроможденных «гармоникой» друг на друга; 2) в синклиналиях и на крыльях стратиграфический разрез сокращен путем выжимания слоев, главным образом центральных, до полного удаления некоторых из них и 3) имеются разрывы и случаи перемещения западных крыльев складок на 50—150 м в западном направлении.

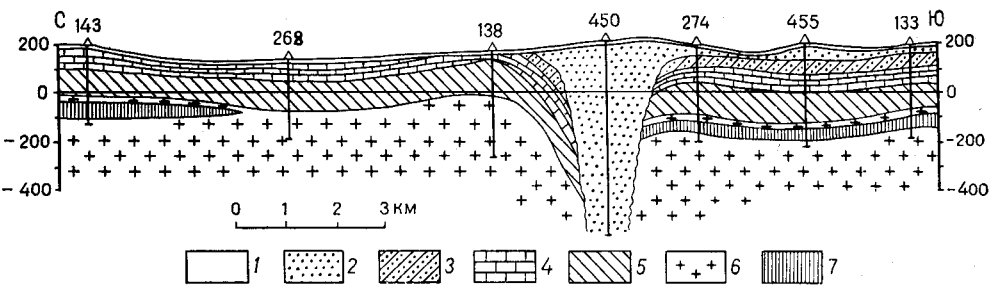


Рис. 11. Поперечный разрез через Дуринский прогиб (по Ю. И. Коровину, 1966, с изменениями П. А. Софроницкого)

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнепермская пестроцветная толща аргиллитов и песчаников с незначительными линзами конгломерата (белебевская свита и шешминский горизонт); 3 — соликамский горизонт, известняково-песчаниковая толща; 4 — то же, известняково-мергелистая толща; 5 — кунгурский ярус, глинисто-мергелистая толща; 6 — каменная соль; 7 — калийная соль

Местные структуры вала вытянуты меридионально. На их крыльях в соликамском горизонте широко распространены мелкие остроугольные складки высотой до 20—25 м, с углами падения крыльев до 10—20° и иногда до 50—80°. Они описаны А. А. Ивановым (1934) у разреза Чашкина (10,5 км южнее г. Соликамска). Здесь складки опрокинуты на запад и частью на восток.

Тверитиновская депрессия отделяет Березниковский вал от Харюшинского валика. Она установлена в породах от верхней части соляной толщи кунгура и до шешминского горизонта включительно. Общее простираие депрессии почти меридиональное. Ширина ее колеблется от 3 до 8 км, глубина 50—100 м, полная — до 150 м и более. Местные структуры изучены слабо. В южной части данная депрессия осложняется поперечной Дуринской депрессией.

Харюшинский валик в северной части намечается по горизонтам уфимского яруса, а в южной и по залеганию солей, вскрытых редкими скважинами. На юге валик ограничивается Дуринской депрессией. Длина валика около 80 км, ширина 6—9 км и высота около 40—60 м.

Осокинская депрессия отделяет Харюшинский валик от Игумского вала. Ширина ее 4—10 км, глубина 50—60 м.

Дуринская депрессия (рис. 11) широтного простираия с выявленной длиной 35 км и шириной 3—5 км. Она осложняет строение меридиональных валов и депрессий, начиная с Березниковского вала и на восток до Игумского вала включительно. Для Дуринской депрессии характерно отсутствие калийных солей и, местами, верхней половины нижней подстилающей соли до 200 м, наличие мощной шешминско-белебевской пестроцветной толщи (свыше 500 м мощности), с крутыми углами наклона пород (40—60°). Двумя скважинами констатировано налегание шешминских пестроцветных песчаников и аргиллитов на конгломерато-

брекчий, а последних, на «подстилающие» соли. По скважинам, в разрезе которых присутствуют соликамский горизонт и маркирующая «глина», в подстилающей соли падение крыльев депрессии по этим горизонтам от 5 до 12°. В кернах отмечаются углы падения пород более крутые, чем вне депрессии. По кровле соликамского горизонта глубина депрессии свыше 400 м. На южном крыле депрессии А. А. Иванов (работы 1965 г.) выделяет разрывное нарушение с амплитудой смещения 150—200 м в верхнепермских отложениях. По предварительным данным сейсморазведки, кровля артинского яруса на площади депрессии залегает почти горизонтально. По А. А. Иванову подсолевые породы залегают с наклоном не превышающим 1°.

В формировании Дуринской депрессии много неясного. По А. А. Иванову депрессия в основном создана конседиментационными и постседиментационными тектоническими движениями с последующим осложнением карстом по разломам. Частично допускается влияние шешминского размыва. Отсутствие калийных солей объясняется тектоническим выжиманием, подземным выщелачиванием и замещением каменной солью. По В. И. Копнину калийные соли в депрессии не отлагались из-за наличия на этой площади опресненного потока. На площади последнего в соликамское время больше отложилось терригенных осадков, чем на площади непрерывного соленакопления вне депрессии, с этого времени началось выжимание солей в сторону бортов. В шешминское время в депрессии происходит интенсивная эрозия и подземное выщелачивание солей, сопровождаемое просадками и образованием конгломерато-брекчий.

Игумский вал надежно выделен в южной части, а в северной только намечается. Он выявляется большей частью по выходам соликамского горизонта среди шешминского. Намечаемая длина вала 145 км, ширина 5—11 км и высота 100—150 м. Углы наклона западного крыла до 4°, а восточного до 2° 30'. По единичному сейсмическому профилю выявлен подъем кровли соли до 200 м и отсутствие вала в артинских известняках.

Косьвинско-Чусовская седловина отличается от разделяющих ее депрессий повышенным залеганием кунгурских и артинских отложений. Бурением довольно хорошо выявлено северное крыло по кровле артинского яруса (см. рис. 7), предположительно намечена южная граница, установлено соответствие в залегании пермских и каменноугольных отложений на Ольховской брахиантиклинали.

Сылвинская впадина располагается между Косьвинско-Чусовской и Красноуфимской седловинами. Она отличается от Соликамской впадины: четким западным крылом, не только по кровле артинского яруса, но и в кунгурских и соликамских отложениях, отсутствием в кунгуре крупных валов, слабым проявлением соляной тектоники, развитием значительных структур облекания артинских рифов и предположительным наличием структур облекания асельско-сакмарских рифов. Наибольшее погружение кунгурских и артинских отложений приурочено к долине р. Чусовой. Здесь приосевая часть депрессии по кровле артинского яруса смещается на 9 км к востоку, относительно таковой по кровле кунгура; аналогичное смещение на 10—11 км отмечается на широте Усть-Кишерти.

В выступающих на поверхность кунгурских отложениях М. В. Кругловым (1933) намечен почти меридиональный Тулумбасско-Тиссовский вал. Последующими геологическими съемками он был подтвержден по прослеживанию туйской пачки (Б. И. Грайфер, Р. А. Зуева); длина вала около 80 км, ширина 10 км и высота 60—100 м. По данным структурного бурения последних лет (1960—1964 гг.), по кровле артинского яруса вал имеет длину 65 км, ширину 5—6 км и высоту 40—50 м. По этой поверхности шарнир погружается на север (2,5 м/км). Отмечается он сейсморазведкой и по кровле терригенной яснополянской толщи.

Красноуфимская седловина только намечается и ее границы весьма ориентировочны. Первоначально Р. А. Гафаров (1959) отметил здесь приподнятое залегание поверхности кристаллического фундамента. Затем редкие скважины констатировали приподнятое положение кровли артинского яруса на междуречье Уфы и Сылвы (см. рис. 7). Дополнительными указаниями на наличие седловины являются сокращенная мощность артинского яруса у курорта Ключи и небольшая высота артинских рифов на междуречье Уфы и Сылвы. В 1965 г. сейсморазведкой (трест Пермнефтегеофизика) выявлено крупное поднятие по кровле терригенной толщи нижнего карбона на участке между поселками Ачит и Манчаж.

Айская впадина располагается к югу от Красноуфимской седловины. От более северных впадин она отличается повышенным залеганием кровли артинского яруса, отсутствием солей и связанной с ними соляной тектоники. Как и в Сылвинской депрессии, широко развиты структуры облекания артинских и ассельско-сакмарских рифов. По построениям В. Д. Наливкина (1949), ось депрессии в кровле верхнекаменноугольных отложений смещается на восток до 50 км относительно оси в кунгурских отложениях.

Заключение

Вследствие слабой изученности глубинной тектоники в Уфимско-Соликамской и Верхне-Печорской мегавпадинах типы локальных складок по соотношению залегания пермских и каменноугольных отложений не выявлены. Некоторые данные известны только по Чердынскому и Ольховскому куполам.

На Чердынском куполе профилем из трех скважин установлено увеличение наклона крыльев от кунгура до кровли фаменского яруса. Высота по восточному крылу возрастает от 28 м в артинском ярусе до 113 м в кровле девона. По кровле семилукского горизонта отмечено моноклинальное залегание. Наличие пачки аргиллитов мощностью в 44 м в основании турнейского яруса по восточной скважине указывает на прохождение Камско-Кинельской зоны депрессий близ купола.

Ольховский купол прослежен вглубь от кровли иренского горизонта до подошвы карбона без существенных изменений. Соотношение с девонскими породами полностью не выяснено.

Среди локальных складок, выраженных только в пермских отложениях, в Предуральском прогибе известны структуры облекания артинских и ассельско-сакмарских рифов, а также складки, связанные с соляной тектоникой.

Структуры облекания артинских рифов развиты в кунгурских отложениях по западному борту Предуральского прогиба. Наибольшее количество их известно к югу от р. Косьвы. Рифовые массивы известняков имеют высоту от нескольких десятков метров до 400 м. Наиболее хорошо изучена Верхне-Чусовская брахиантиклиналь. Здесь рифовый массив, сложенный брахиоподово-мшанковыми известняками, имеет длину 2 км, ширину до 1 км, венчается двумя вершинами; относительная высота северной вершины 280 м. Риф имеет склоны до 30—40° с наибольшей крутизной близ вершин. Пачки ангидритов и доломитов филипповского горизонта повторяют в своем залегании рельеф рифа, а над вершинами выпадают из разреза (П. А. Софроницкий). В удалении от рифа породы иренского горизонта сильно выполаживаются. По кровле кунгура над рифом имеется брахиантиклиналь длиной 3,5 км, шириной 1,5 км и высотой всего 15—20 м. Залегające в основании рифового массива слоистые криноидно-мшанковые известняки имеют пологий наклон в 22'—1° на восток.

Соляные локальные структуры наиболее широко развиты в Соликамской впадине. Положительные локальные складки в уфимском ярусе и по кровле кунгура представлены брахиантиклиналями и куполами. Для них характерны приуроченность наибольшей мощности солей к участкам высокого залегания их кровли, развитие в сводовых частях и на крыльях мелкой сложной складчатости, при слабом ее проявлении в сопряженных синклиналях, наличие в подсолевых породах моноклиналиного залегания и наибольшая высота по кровле соли. Полнее изучены Соликамская брахиантиклиналь и Березниковский купол. Первая имеет длину 28 км, ширину 4—6 км. Наклоны западного крыла 4—5° и круче, а восточного 1—3°. Высота по кровле соли 85 м, а по кровле кунгура 70 м. Березниковский купол имеет размеры 12×7 км с падением западного крыла 2—5° и восточного 1—2°. Высота по кровле соли 100 м, а по кровле кунгура 70 м. По маркирующей глине, залегающей в 100—140 м ниже кровли соли, наблюдается выполаживание купола. Ниже солей положительная форма не выявляется.

Синклинальные локальные структуры Предуральского прогиба почти совсем не изучены. Широко распространенные на площади развития солей мульды и брахисинклинали глубиной от 50 до 100 м, и редко более, предположительно, являются компенсационными и местами осложненными выщелачиванием соли. Небольшие мульды, выявленные в долине Сылвы в кунгурских отложениях и имеющие глубину в 15—20 м, длину 4—8 км, ширину 4—2 км (Макарятская и Сухоложская), предположительно, связаны с карстом, т. е. являются мульдами оседания.

ЗАПАДНО-УРАЛЬСКАЯ ВНЕШНЯЯ ЗОНА СКЛАДЧАТОСТИ

В эту зону выделена самая западная часть складчатого Урала, сложенная, в основном, девонскими, каменноугольными и нижнепермскими породами. Силурийские и ордовикские отложения распространены на небольших площадях близ восточной границы на севере и юге зоны. Кроме того силурийские, ордовикские, кембрийские и верхнепротерозойские породы развиты на ограниченных участках в Полюдовской и некоторых других антиклиналях. Ширина зоны достигает 115 км на широте с. Ныроб, 30—40 км между р. Язьвой и Староуткинском и 45—50 км южнее.

Палеозойские и протерозойские породы зоны собраны в сложные и крутые складки, нередко опрокинутые на запад и часто осложненные надвигами. Однородные толстослоистые известняки, доломиты и песчаники собраны в крупные складки, а толщи тонкослоистых песчано-глинистых и карбонатно-глинистых пород — в мелкие сложные складки, дисгармоничные складкам в толстослоистых породах.

Простираение складок между Нязепетровском и Михайловским заводом, а также между ст. Кузино и водоразделом Усьвы и Косьвы северо-северо-западное. Четко выраженное северо-западное простираение складок наблюдается от места пересечения 60° с. ш. и 58° в. д. и до с. Ныроб. На остальной части зоны простираение складок близкое к меридиональному. Направление надвигов близкое к простираению складок. Поперечные разрывы встречаются редко. У большинства надвигов поверхности сместителя наклонены на восток. Близ западной границы Урала развиты пологие, почти горизонтальные надвиги, для которых характерна извилистая форма линий разрывов в плане. Горизонтальное перемещение надвинутых пород в пологих надвигах достигает 5—6 км.

Для зоны характерно погружение зеркала складок с востока на запад, т. е. в этом направлении происходит омоложение пород, слагающих складки. Данная закономерность нарушается выходом досреднедевон-

ских пород в Полюдовской, Кизеловско-Чусовской макроантиклиналях и в Сергинско-Бардымском моноклинии.

Глубинное строение Западно-Уральской зоны известно гораздо хуже, чем Восточной окраины Русской платформы, вследствие сложности строения и отсутствия скважин глубже 1500 м. Детальнее изучены синклинали с промышленной угленосностью между широтами г. Лысьва и пос. Луньевка, в которых шахтами и скважинами освещено строение толщ пород от среднего карбона до турнейского яруса.

На территории Пермской и Свердловской областей в Западно-Уральской зоне по особенностям строения выделяется западная и восточная подзоны, которые поперечной Полюдовской макроантиклиналью делятся на Вишерскую и Язьвинско-Айскую части.

Полюдовская макроантиклиналь тянется от р. Язьвы к с. Ныроб в северо-западном (тиманском) направлении, а затем поворачивает на северо-восток. Почти на всем протяжении западное крыло осложнено Красновишерско-Ныробским надвигом и его ответвлениями. Длина макроантиклинали 125 км, ширина до 15 км и полная высота 4,5 км. Падение западного крыла 85—20°, восточного 40—10°. В собственно Полюдовской антиклинали, а также в Колчимском и Тулым-Парминском куполах выступает на поверхность верхнепротерозойско-кембрийский структурный этаж, перекрытый вышележащим этажем, начинающимся здесь с ордовикских или с такатинских, нижнефранских и далее визейских отложений. Поверхность Красновишерско-Ныробского надвига наклонена на восток под углом 40—20° (Чочиа, 1955). В местах резкого изгиба и надвига в плане, как у Ораловской и Исаневской брахиантиклиналей, поверхность сместителя становится почти горизонтальной. Горизонтальное перемещение надвинутого комплекса от 2,7 до 5,5 км.

Западная подзона отличается широким распространением нижнепермских отложений, развитием крупных асимметричных антиклиналей с крутопадающими западными крыльями, а местами широких синклиналей, в которых складчатость приобретает гребневидный характер, наличием крупных надвигов, переходящих в покровы, и незначительным развитием опрокинутых складок.

Близ восточной границы подзоны в разрезе появляются нижнепермские молассы. Поэтому эта граница является одновременно ограничением нижнепермского краевого прогиба.

Севернее Полюдовской макроантиклинали данная подзона представлена крупным моноклинием, который на юге близ Полюдовской макроантиклинали переходит в центриклиналь, образуя как бы полусинклиний. На рассматриваемой площади широко развит нижнепермский структурный ярус. Меньшая территория сложена визейско-верхнекаменноугольным структурным ярусом.

В рассматриваемой части подзоны с запада на восток выделяются Талицко-Буддырьинская, Бужуйская, Сыпучинско-Потаскуевская и Бурндукская макросинклинали, имеющие наклон крыльев 3—25°, в которых местами развита мелкая складчатость. Их разделяют макроантиклинали — Говорухинско-Немыдская, Велгурско-Бердышская и Пырамская, имеющие ширину 5—10 км, высоту 700 м и реже больше. Обычно в наиболее приподнятых участках выступает визейский ярус и, как исключение, в Акчимской полуантиклинали обнажается среднедевонско-турнейский структурный ярус. Западные крылья макроантиклиналей, более крутые и нередко имеют падение до 70—80°, а иногда запрокинуты и осложнены надвигами. Велгурский надвиг, длиной свыше 120 км, имеет стратиграфическую амплитуду около 700 м (контакт визейского яруса с сакмарским).

Южнее Полюдовской макроантиклинали западная подзона тянется непрерывно до структуры Каратау. Восточная граница проходит по Чикманскому надвигу, пос. Широковский на Косье, близ устья Вижая, южнее по Четырехбратскому надвигу до ст. Кын и далее на Михайловский завод.

В рассматриваемой части подзоны выделяются Западно-Кизеловская, Кизеловско-Чусовская, Артинская макроантиклинали, Косогорская, Мельско-Гремячинская, Койвинско-Ломовская, Бисертская макросинклинали, Красновская значительная антиклиналь и Исаковская значительная синклиналь.

Западно-Кизеловская макроантиклиналь представляет цепь антиклиналей и брахиантиклиналей, которая прослеживается в меридиональном направлении на 190 км при ширине 4—6 км. В ядрах антиклиналей выходят сакмарские, а в Пултовской и Мальцевской антиклиналях визейские отложения. Западные крылья антиклиналей обычно с наклоном 30—70°, восточные 10—30°. Ряд антиклиналей осложнен надвигами. Самая длинная — значительная Всеволодо-Вильвенская антиклиналь, прослеженная на 65 км, оказалась типичной покровной складкой. Тремя скважинами выяснено, что эта антиклиналь прослеживается в глубину на 650—1100 м до пологого надвига с наклоном поверхности в 7—8° и амплитудой около 3 км. Возможно продолжение Всеволодо-Вильвенского надвига севернее р. Яйвы до Пултовской антиклинали, а на юг в пределы Мальцевской антиклинали. В последней, скважинами установлен надвиг с наклоном сместителя в 60—70°, амплитудой 400 м в северной части антиклинали и 50 м — в южной.

Косогорская макросинклиналь отделяет Западно-Кизеловскую макроантиклиналь от Кизеловско-Чусовской. При ширине 5—10 км она прослеживается на расстояние около 190 км. В осевой ее части выступают только артинские отложения. Наклоны крыльев в расширенных участках 5—30°, а в суженных до 50—60°. Асимметричное строение с крутым восточным и пологим западным крыльями известно на широте северной части Мальцевской антиклинали.

Кизеловско-Чусовская макроантиклиналь прослеживается на 200 км от р. Яйвы до верховьев р. Лысьвы. Ширина ее до 8—12 км, а высота по угленосной толще 1500 м. Для макроантиклинали характерно широкое распространение нижнего карбона. В наиболее приподнятых участках обнажаются девонские и ашинские породы. В пределах макроантиклинали выделяются кулисообразно расположенные Загорская, Главная Кизеловская, Центральная Кизеловская и Усьво-Чусовская значительные антиклинали. В двух последних на большой площади выступают нижнедевонские (?), а в Усьво-Чусовской — ашинские отложения.

Загорская значительная антиклиналь состоит из антиклиналей, западные крылья которых срезаны Луньевским надвигом. В этих антиклиналях выступают верхневизейские известняки и они, видимо, прослеживаются на небольшую глубину до поверхности надвига. В южной части Загорской и Александровской антиклиналей под визейскими известняками, наклоненными на восток под углом в 10—20°, скважинами встречены артинские песчаники и аргиллиты, падающие примерно под тем же углом, видимо, на запад. Такие контакты можно объяснить только наличием пологих надвигов.

У остальных крупных антиклинальных структур макроантиклинали более крутые (до 60—80°) западные крылья. Местами они запрокинуты на запад и осложнены крупными надвигами — Луньевским и Чусовским. На западном крыле макроантиклинали у пос. Луньевка и у г. Чусового имеются небольшие покровы.

Луньевский покров выделяется на поверхности непомерно широкой площадью выходов угленосной толщи (западно-уральского горизонта) с развитой в ней мелкой сложной складчатостью. Намечающиеся размеры покрова 13×3 км. Скважинами установлены налегание турнейского яруса и угленосной толщи на артинский и сакмарский ярусы и наклон поверхности надвига в $8-10^\circ$ к востоку. Горизонтальное перемещение надвинутого комплекса достигает 3 км.

Чусовской покров тянется от р. Вильва за р. Чусовая на 15 км. В северной части г. Чусового и по р. Чусовой на пологой поверхности артинских обломочных пород наблюдается налегание визейских, среднекаменноугольных и сакмарских известняков. Ширина покрова здесь около 3—6 км. Горизонтальное перемещение до 5 км.

Восточное крыло Кизеловско-Чусовской макроантиклинали в местах расширения прилегающих синклиналей имеет наклон $20-40^\circ$, вне этих участков оно круче. Высота макроантиклинали по угленосной толще 1500 м.

Мельско-Гремячинская макросинклиналь на юге отделяет Кизеловско-Чусовскую макроантиклиналь от Вижайской. На значительном протяжении на севере она ограничивается Луньевским и Чикманским надвигами. Наблюдается общее погружение макросинклинали на север. Длина ее 180 км и ширина 5—15 км. В приосевой части на юге преимущественно развиты верхневизейские известняки и в наиболее прогнутых участках средний карбон и даже ассельский ярус (Косьвинская брахисинклиналь). На севере выходят средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские породы (Сырнинская синклиналь). Более крутые крылья у макросинклинали восточные, с наклоном $40-80^\circ$. Пологие наклоны обычны в приосевой части, особенно среди нижнепермских пород. На некоторых участках структура ограничивается надвигами. В данной макросинклинали имеется три значительные синклинали: Сырнинская, Коспашско-Полуденная и Косьвинско-Гремячинская. Последние две, важные в угленосном отношении, изучены бурением и горными выработками.

Коспашско-Полуденная синклиналь по подошве западноуральского горизонта имеет длину в 50 км, ширину 3,5 км и глубину до 600—800 м. На большом протяжении с востока ограничена Чикманским надвигом. Падение западного крыла $30-55^\circ$, восточного $40-65^\circ$. В осевой части осложнена антиклиналью.

Косьвинско-Гремячинская синклиналь по подошве западноуральского горизонта прослеживается на 56 км. В наиболее погруженной и расширенной северной части, по распространению среднекаменноугольно-нижнепермского структурного яруса, обособляется Косьвинская брахиантиклиналь с размерами $25 \times 5,5$ км. Здесь глубина синклинали по залеганию западноуральского горизонта достигает 1500 м, западное крыло имеет наклон $35-20^\circ$, восточное — $60-70^\circ$.

К югу от р. Вильвы на продолжении Мельско-Гремячинской макросинклинали располагается погружающаяся и расширяющаяся на юг значительная Исаковская синклиналь, сложенная обломочными нижнепермскими отложениями (сакмарско-артинскими). Восточным ограничением ее является Журавлинский (Басковский) надвиг.

Усть-Вижайская значительная антиклиналь прослеживается на 90 км с обычной шириной менее 2 км. В наиболее повышенной части на Вильво-Чусовском водоразделе в ней выступает ашинская свита. Севернее р. Вильвы восточное крыло антиклинали срезано Четырехбратским надвигом, а на большей южной части западное крыло — Басковским (Журавлинским) надвигом.

Койвинско-Ломовская макросинклиналь характеризуется общим погружением на юг, с развитием в приосевой части обломочных ассельско-сакмарских пород. Южная центриклиналь не установлена. На широте пос. Кын закартированы две антиклинали с более крутыми восточными крыльями (Кумышко-Кыновская и Западно-Кыновская).

Артинская макроантиклиналь прослеживается в длину на 140 км при ширине 5—8 км. В сводах слагающих ее брахиантиклиналей обнажаются сакмарские и реже обломочные верхнекаменноугольные отложения. Более крутое западное крыло имеет падение до 40—70°, а восточное — 5—20°.

Бисертская макросинклиналь располагается между Артинской макроантиклиналью и полосой опрокинутых складок с выходами на поверхность ниже- и среднекаменноугольных пород. Макросинклиналь изучена плохо. В ее пределах известно 2 антиклинали (Киргишанская и Тюльгашская) с наклоном западного крыла 55—75°, а восточного — 25—30°.

Восточная подзона Западно-Уральской зоны характеризуется отсутствием значительных площадей развития нижнепермского структурного яруса, развитием узких, почти изоклиальных, опрокинутых на запад складок и наличием преимущественно крутопадающих надвигов.

Севернее Полюдовской макроантиклинали подзона характеризуется на западе преимущественным развитием среднедевонско-турнейского структурного яруса, а на востоке — ордовикско-нижнедевонского. На площади выходов среднедевонско-турнейских отложений прослеживается Сосновецко-Ямжачная макроантиклиналь. В ней наблюдается 3 ряда крутых опрокинутых на запад складок с выходом в ядрах среднего девона. Наиболее крупное Сурьинско-Вайское разрывное нарушение со стратиграфической амплитудой 800—1000 м (контакт силура с визейским ярусом) прослеживается более чем на 120 км.

К югу от Полюдовской макроантиклинали в восточной подзоне широко развиты эйфельско-турнейский и визейско-верхнекаменноугольный структурные ярусы; ордовикско-нижнедевонский структурный ярус не имеет сплошного развития. Основные площади распространения последнего находятся между р. Косьвой и р. Вильвой и южнее пос. Кузино. На описываемой части восточной подзоны выделяются: Яйво-Дьяковский моноклиний, Вижайско-Мишарихинская, Вилухинско-Кузьинская макроантиклинали, Багульско-Сухоложская, Безгодовско-Свадебная и Чигинихинская макросинклинали и Сергинско-Бардымский моноклиний.

Вижайско-Мишарихинская макроантиклиналь прослеживается на 160 км при ширине до 6 км. На севере между реками Косьва и Вижай в Вижайской значительной антиклинали выступает ашинская свита. Новый подъем шарнира происходит в Шишихо-Мишарихинской значительной антиклинали, в которой на протяжении 68 км обнажаются досреднедевонские отложения, литологически сходные с ашинской свитой, относимые к нижнему девону. Западное крыло Шишихо-Мишарихинской значительной антиклинали запрокинуто и осложнено Четырехбратским и Каменским надвигами. В Четырехбратском надвиге визейский ярус контактирует с толщей условного нижнего девона.

Яйво-Дьяковский моноклиний выделяется по преимущественному распространению среднедевонско-турнейского структурного яруса при ничтожном распространении визейско-намюрского структурного подъяруса. В северной части ширина моноклиния до 18 км и здесь в верхнем течении р. Яйвы и по р. Кади развиты узкие (менее 1 км ширины) опрокинутые на запад складки. Южнее моноклиний сильно сужается до 1—3 км. Сюда относятся узкие белоспойские складки, а южнее

р. Косьвы — Восточно-Гремячинская синклиналь, имеющая по простиранию карбона длину 37 км и максимальную ширину 2,5 км, наклон крыльев 25—50°. Большая часть ее западного крыла срезана Четырехбратским надвигом. На юге моноклинория выделяется Дьяковская синклиналь длиной 23 км, при ширине 1—3 км, с выходами в осевой части верхнего девона и турнейского яруса и наклонами крыльев 45—50°.

Багульско-Сухоложская макросинклиналь тянется на 160 км при ширине 3—8 км. На севере между реками Косьва и Вижай она выделяется среди ашинской свиты. Южнее она отличается распространением нижнего карбона в наиболее прогнутых значительных синклиналях (Багульской, Ломовской и Сухоложской). Глубина этих синклиналей 700—900 м. Наклоны крыльев 30—60°. Обычно восточное крыло опрокинуто.

Вилухинско-Кусьинская макроантиклиналь представляет ряд антиклиналей, брахиантиклиналей и полуантиклиналей, прослеживающихся на 155 км при ширине 4—8 км. Наблюдается общее погружение складок на юг. Так, Вилухинская значительная антиклиналь выделяется среди поля ашинской свиты; в ядрах складок между Пашией и Кыном обнажается средний девон, а еще южнее — только нижний карбон. В мелких складках обычно оба крыла наклонены на восток. Наклоны крыльев 40—65°.

Безоговско-Свадебная макросинклиналь погружается вдоль оси на юг и протягивается на 120 км при ширине 5—8 км. В Безоговской значительной синклинали на расстоянии 40 км в ядре выходит силур, а южнее р. Вильвы в синклиналях обнажается верхний девон и нижний карбон. В самой южной Свадебной значительной синклинали обнажаются, на расстоянии 25 км при ширине около 0,5 км, турнейский и визейский ярусы. Преимущественное падение крыльев складок 20—80° восточное, только на севере макросинклинали отмечают и западные падения.

Чигинихинская макросинклиналь прослеживается на 120 км при ширине 5—20 км. Для нее характерно широкое развитие карбона и на небольших участках выходы обломочных пород ассельского яруса. Складки в пределах цепи в большинстве опрокинуты на восток с падением крыльев в 30—80°. Южная центральная часть осложнена системой разрывов параллельной ее ограничению (дугообразное простирание).

Сергинско-Бардымский моноклинорий отличается преимущественным развитием ордовикско-нижнедевонского структурного яруса. Западнее крупного Михайловского надвига в полосе 3—7 км развиты опрокинутые складки с выходом пород от среднего девона до среднего карбона. Здесь складки длиной 10—20 км при ширине 1—4 км имеют на-

Таблица 1

Название надвига	Длина, км	Угол наклона поверхности надвига	Амплитуда, км
Красновишерско-Ныробский	170	40°, местами пологое	до 5,5
Велгурский	120		>0,7
Сурьинско-Вайский	120		>1
Луньевский	130	30—70°, местами пологое	до 3—5
Чикманский	90	50—60°	>1
Чусовской	100	Местами почти горизонтальна	до 4—5
Басковский	125	65°	>1—2
Четырехбратский	100	30—45°, местами пологое	>1,5
Багульский	100	50°	>0,8
Мултыкский	100	40—50°	>0,5
Михайловский (Уфимского амфитеатра)	100		>1,3

клон обоих крыльев на восток 40—80°. В Михайловском надвиге контактируют силурийские породы с девонскими и каменноугольными (включительно до среднего карбона).

К востоку от Михайловского надвига развиты узкие складки северо-северо-западного простирания с более пологими западными крыльями синклиналей. Здесь часто оба крыла падают на восток. Встречено большое количество разрывов, некоторые из них являются сравнительно пологими надвигами. Намечается два глубинных разлома — Полуденно-Бардымский и Нязепетровский, фиксирующиеся выходами серпентинитовых и габбровых интрузивных тел.

В Западно-Уральской зоне имеется 11 надвигов длиной свыше 90 км (табл. 1).

ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Это огромное складчатое сооружение, сложенное древними — доордовикскими образованиями, охватывает центральную орографическую зону и прилегающую к ней часть западного склона Урала. Оно протягивается вдоль всей Уральской складчатой системы на 2200 км от Байдарацкой губы на севере до Орь-Илекского водораздела на юге. С запада к нему примыкает Западно-Уральская внешняя зона складчатости, с востока — Тагильско-Магнитогорский прогиб.

Строение Центрально-Уральского поднятия в разных его частях изучалось и описывалось в разные годы многими исследователями. Наибольший вклад в изучение этой структуры внесли в дореволюционное время геологи Э. Гофман и М. Ковальский, П. И. Кротов, А. А. Краснопольский, В. И. Мёллер, Р. И. Мурчисон, И. В. Мушкетов, Е. С. Федоров, Ф. Н. Чернышев, А. А. Штукенберг и др., а в советские годы — геологи А. Д. Архангельский, В. А. Варсанофьева, М. И. Гарань, И. И. Горский, О. П. Горяинова и Э. А. Фалькова, Н. Н. Дингельштедт, Н. В. Дорофеев и В. Н. Рябинин, П. М. Есипов, А. Н. Заварицкий, Н. Н. Иорданский, А. П. Карпинский, Б. М. Келлер, Е. А. Кузнецов, А. А. Кухаренко, К. А. Львов, Е. П. Молдаванцев, Д. В. Наливкин, А. И. Олли, Н. А. Сириц, Ю. Д. Смирнов, М. М. Тетяев, Г. Н. Фредерикс, Н. Г. Чочиа, Н. С. Шатский и др.

По менее изученной части рассматриваемой зоны, относящейся к Среднему и Северному Уралу, данные систематических геологических съемок последних лет и связанных с ними тематических исследований по стратиграфии и тектонике доордовикских толщ, находятся в работах геологов Пермского геологоразведочного треста: С. В. Младших, Б. Д. Аблизина, Е. Ф. Пинегина, А. М. Курбацкого, Г. А. Виллера и др.

В пределах описываемой территории в Центрально-Уральском поднятии выделяются (с севера на юг): южная часть Ляпинско-Исовского мегантиклинория, Улсовско-Койвинский синклиний, Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, Билимбаевская седловинная структура (синклиний), северные части Башкирского мегантиклинория, Зилаирского синклиория и мегантиклинория Урал-Тау (см. рис. 1).

Наиболее детально и всесторонне изучен Башкирский мегантиклинорий, где установлен полный разрез докембрийских отложений Урала. Этот разрез является стратотипическим для всего уральского докембрия. В основании докембрия здесь залегает раннедокембрийский тараташский комплекс метаморфических и интрузивных образований — различных гнейсов, амфиболитов, кварцитов, джеспилитов, кислых и основных интрузивных пород. Этот комплекс рассматривается как выступ древнего кристаллического фундамента платформы в северной части Башкирского мегантиклинория.

К северу и к югу от Тараташского выступа, по данным геофизических исследований (Ярош, 1965), поверхность фундамента, погребенная под верхнепротерозойскими и палеозойскими толщами, понижается и в пределах описываемой части Центрально-Уральского поднятия она находится преимущественно на глубинах 4—6 км, а в районе Каратауской структуры и южнее — на глубинах до 12—13 км. Магнитное и гравитационное поля позволяют сделать предположение, что «доуральские» структуры кристаллического фундамента, как самого нижнего геоструктурного этажа, протягиваются от Русской платформы через Предуральский прогиб, Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости и Центрально-Уральское поднятие на Среднем Урале в широтном, на Северном — в северо-западном и на Южном — в северо-восточном и широтном направлениях.

В районе Тараташского выступа на породы фундамента, с глубоким размывом и базальными конгломератами в основании, налегают отложения бурзянской серии верхнего протерозоя. Верхнепротерозойские отложения, широко развитые в области Башкирского мегантиклинория, разделяются на три серии (снизу вверх): бурзянскую, юрматинскую, каратаускую (Гарань, 1946, 1960). Каждая из этих серий, состоящая из нескольких свит, отвечает одному этапу осадконакопления, начинавшегося с отложения обломочных пород и заканчивавшегося отложением карбонатных осадков. Движения, происходившие в конце каждого этапа (по М. И. Гараню — бакальская, авзянская и миньярская фазы), обусловили четкое обособление бурзянского, юрматинского и каратауского структурных ярусов стратиграфическими перерывами и несогласиями между ними.

С отложениями юрматинской и каратауской серий сопоставляются верхнепротерозойские образования, развитые в пределах Уралтауского мегантиклинория, где они также образуют два соответствующих структурных яруса, из которых нижний — юрматинский залегает несогласно на раннекембрийском кристаллическом фундаменте; отложения бурзянской серии в этой подзоне отсутствуют. На Северном Урале в ядрах описанных выше Джемим-Парминского и Ксенофоновского валов Тиманского поднятия, а также Полюдовской антиклинали развиты верхнепротерозойские отложения, которые сопоставляются с отложениями каратауской серии Башкирского мегантиклинория.

На Среднем и Северном Урале в пределах Центрально-Уральского поднятия (в северной части Уралтауского, в Кваркушко-Каменногорском и в южной части Ляпинско-Исовского мегантиклинория) широко развиты доордовикские отложения, которые одними исследователями относятся по возрасту к позднему протерозою, другими — к кембрию. В связи с этим на сводных тектонических картах большая часть этих отложений (солянская и висимская свиты Среднего Урала и шокуринская, хобеинская, маньинская свиты Северного Урала) условно относятся к верхнепротерозойско-кембрийскому структурному этажу; отложения нижней части разреза Среднего Урала — карбонатная клыктанская свита — сопоставляются с верхнепротерозойскими осадками каратауской или юрматинской серий Башкирского мегантиклинория.

Кроме перечисленных единиц вертикального структурного расчленения в описываемой части Центрально-Уральского поднятия, тоже в известной мере условно, выделяются кембрийский структурный ярус, к которому относятся отложения косьвинской свиты на Среднем Урале и отложения ашинской серии на Южном и Среднем Урале.

Из интрузивных образований позднего протерозоя в Центрально-Уральском поднятии развиты: граниты рапакиви Бердяушского массива, связанные с бакальской фазой тектогенеза, относящейся к концу бур-

зянского этапа (Гарань, 1946, 1960), интрузивные залежи габбро-диабазов Кусинско-Копанской группы и гранитоидов Рябиновского и Губенского массива, образовавшиеся в конце машакской эпохи юрматинского этапа. Большая часть гранитов Ляпинско-Исовского мегантиклинория по возрасту относится, по-видимому, к среднему и позднему кембрию, поскольку они прорывают все отложения маньинской свиты и обломки их находятся в конгломератах тельпосской свиты нижнего ордовика.

В крыльях мегантиклинориев и во внутренних наложенных синклиналях, развитых в пределах Центрально-Уральского поднятия, на разные толщи и массивы доордовикских образований со стратиграфиче-

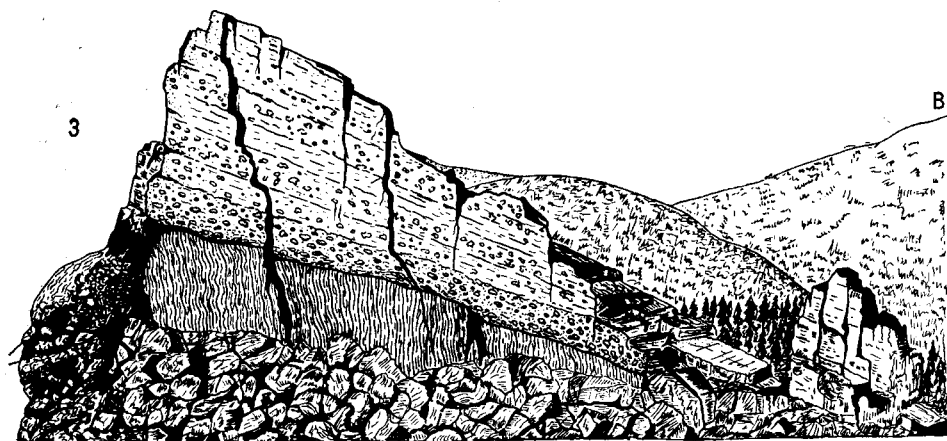


Рис. 12. Несогласное залегание нижнеордовикских конгломератов тельпосской свиты на доордовикских слюдисто-кварцитовых сланцах хобейнской свиты; водораздел Пели и Цепела (по Львову, Заболотской, Корнутовой, 1952 г.)

ским и во многих случаях с большим угловым и азимутальным несогласием залегают нижнеордовикские отложения, в большей части представленные базальными конгломератами, гравелитами и песчаниками с обломками различных доордовикских пород (рис. 12). Выше залегают (обычно согласно с нижнеордовикскими) средне- и верхнеордовикские, а еще выше (тоже согласно) нижнесилурийские отложения; местами во внутренних синклиналях установлены и более молодые среднепалеозойские (средне-верхнедевонские) отложения.

Из сказанного выше следует, что в пределах Центрально-Уральского поднятия кроме древнего-раннедокембрийского кристаллического фундамента выделяются два крупных структурных этажа: нижний, который отвечает полному циклу развития древней доордовикской уральской геосинклинали, развившейся на раннедокембрийском кристаллическом (платформенном) основании и который может быть назван верхнепротерозойско-кембрийским, и верхний — ордовикско-средне- и верхнепалеозойский, который представлен в описываемой структурной зоне преимущественно своими нижними частями — ордовикскими и нижнесилурийскими толщами. Наличие крупных движений (возможно, в связи с общей инверсией), завершивших развитие доордовикской уральской геосинклинали, размыв образовавшихся складчатых сооружений в позднем кембрии, затем новое общее погружение, возникшее в ордовике (местами, может быть, в самом конце кембрия) как заложение уральской палеозойской геосинклинали, внутренние зоны которой располагались

к востоку от Центрально-Уральского поднятия, — все это достаточно отчетливо проявлено в описываемой структурной зоне.

К сказанному можно добавить, что в пределах Центрально-Уральского поднятия широким развитием пользуются дайки и дайкообразные тела диабазов и габбро-диабазов различного возраста — от позднепротерозойских до послеордовикских (прорывающих ордовикские отложения). Эта («сквозная» по времени) габбро-диабазовая формация несет черты (петрологические, петрохимические особенности) полулатформенного магматизма, что, видимо, стоит в связи с особенностями условий и хода развития древней доордовикской геосинклинали, а также с миогеосинклинальными условиями, которые переживала описываемая зона в ордовикское и среднепалеозойское время. В том и другом случае это указывает на существенную роль временных стабилизаций и на относительно медленные темпы частных поднятий и слабое проявление складчатых движений в ходе развития древней геосинклинали и ордовикско-среднепалеозойской миогеосинклинали. На это же указывают слабое развитие в зоне Центрально-Уральского поднятия ультрабазитовых интрузий и особенности их характера и состава (относительно высокая железистость, повышенная щелочность и др. — см. главу «Магматизм и метаморфизм»).

Переходя к характеристике тектоники Центрально-Уральского поднятия, отметим прежде всего, что все это сооружение характеризуется весьма сложным строением, которое остается еще сравнительно слабо изученным, особенно на Северном Урале. Западные крылья крупных антиклинальных структур, развитых внутри всего описываемого поднятия, осложненные то широкими и пологими, то узкими линейными складками разных порядков и многими нарушениями типа взбросов (крутых надвигов), почти всюду полого погружаются (падают) на запад. Точнее, это будет погружение зеркала складчатости, осложняющей западные крылья; углы падения (погружения) зеркала складчатости на запад меняются от 5 до 25°. Широкое развитие отложений косьвинской и ашинской свит на западном склоне Среднего Урала обусловлено этим медленным погружением зеркала складчатости в западном крыле (осложненной моноклинали) Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория. Еще более отчетливо выражено постепенное погружение к западу складок разных порядков в западном крыле Башкирского мегантиклинория.

Восточные крылья мегантиклинориев осложнены чаще асимметричными, нередко запрокинутыми на запад складками. Зеркало этих складок падает (погружается) на восток под разными углами от 10 до 35°.

Перечисленные выше крупные складчатые структуры, развитые внутри Центрально-Уральского поднятия, в свою очередь, осложнены различными по величине (порядку) и форме складками (от сложных структур до элементарных складок) и разрывными нарушениями.

Башкирский мегантиклинорий, расположенный на западном склоне, и все другие перечисленные структуры, относящиеся к центральной орграфической части Урала, можно рассматривать как две отличающиеся друг от друга структурно-фациальные подзоны древней Уральской геосинклинали. Если в западной подзоне (в Башкирском мегантиклинории) позднекембрийские и кембрийские отложения представлены почти исключительно осадочными породами в карбонатных и терригенных фациях, то в восточной (в собственно центрально-уральской) подзоне, наряду с осадочными, широким развитием пользуются вулканогенные образования — эффузивы различного состава и их туфы.

Аналогом Башкирского мегантиклинория на Северном Урале является Полудовско-Колчимский антиклинорий. Сходство между ними

выражается в общем фациальном характере слагающих их пород каратауской серии, а также и в положении на западном склоне Урала. В то же время Полюдовско-Колчимский антиклинорий имеет сравнительно небольшие размеры, несопоставимые с размерами Башкирского мегантиклинория и по своему положению находится внутри Западно-Уральской внешней зоны складчатости. Еще меньшие размеры имеют отдельные структуры — Широковский выступ и др., сложенные доордовикскими отложениями и также расположенные в Западно-Уральской внешней зоне складчатого палеозоя. Наличие всех этих структур свидетельствует о существовании единой западной подзоны в древней геосинклинали. Полюдовско-Колчимский антиклинорий, располагающийся в сопряжении уральской и тиманской дислокаций, включает в себе черты и основные тектонические направления как уральские, так и тиманские.

Крупные структуры западной подзоны представляют собою сравнительно простые по форме открытые антиклинали и синклинали, хотя нередко в сложной совокупности с разрывными дислокациями (каратауская структура и др.). Асимметричные и тем более изоклиальные складки в структурах западной подзоны встречаются редко. В восточной подзоне преобладают сложные, часто асимметричные и изоклиальные складки, опрокинутые на запад. Затем, в западной подзоне крайне слабо развиты магматические породы, тогда как в восточной они пользуются довольно широким развитием, особенно в северной и полярной частях Урала, а также в северной части Уралтауского антиклинория. Мегаморфизм позднекембрийских и кембрийских толщ в восточной подзоне также значительно сильнее, чем в западной.

Древние доордовикские структуры Центрально-Уральского поднятия, в той или иной мере усложненные в средне- и позднепалеозойское время, постепенно погружаясь на запад, под палеозойские породы Западно-Уральской внешней зоны, по-видимому, не распространяются за пределы восточного склона Предуральского прогиба.

Общими для всех крупных структур восточной (собственно центрально-уральской) подзоны являются сложная складчатость и разрывные нарушения, по преимуществу носящие характер взбросов с крутыми падениями поверхностей их на восток. По мнению большинства исследователей, развитые в структурах этой зоны на Северном и Среднем Урале, как крупные, так и мелкие складки имеют асимметричные, часто изоклиальные формы с падением их осевых плоскостей к востоку. Однако, как уже отмечалось выше, центральная зона на Северном и Среднем Урале остается до сих пор еще недостаточно изученной и поэтому вполне вероятно, что большие структуры и внутри их относительно крупные складки нередко сохраняют формы сравнительно широких открытых или слабо асимметричных складок, но крылья их (как и в Башкирском мегантиклинории) осложнены более мелкими и более напряженными, часто запрокинутыми к западу складками. Замеры падения пород в крыльях именно этих складок могли приводить к представлению об очень сложной изоклиальной форме всех, в том числе и крупных структур.

Рассмотрим теперь отдельные крупные структуры, выделяемые в описываемой здесь части Центрально-Уральского поднятия, в порядке следования этих структур с севера на юг.

Ляпинско-Исовской мегантиклинорий

Этот мегантиклинорий охватывает центральную водораздельную часть горного Урала и протягивается в меридиональном направлении с севера (от истоков р. Ляпин и р. Кожим) на юг (до истоков р. Ис).

Северная часть этого мегантиклинория, известная под названием **Ляпинского антиклинория**, расположенного за пределами описываемой территории, сложена доордовикскими, в разной степени метаморфизованными, осадочными и вулканогенными, а также метаморфическими породами, образующими ряд крупных антиклиналей (гора Народа, гора Сабля и др.), разделенных синклиналями, в которых местами устанавливаются ордовикские отложения, залегающие с трансгрессивным несогласием на кембрийских толщах (Львов и Евсеев, 1958). Доордовикские толщи вмещают ряд крупных массивов и многочисленные мелкие интрузивные тела гранитоидов, в большей части датируемых, как уже отмечалось выше, средним и поздним кембрием.

Широкий (до 100—110 км) на севере (в верхних течениях рек Кожима, Ляпина, Щугора) Ляпинский антиклинорий, в связи с погружением его шарнира к югу, постепенно сужается. Наиболее узкая часть Ляпинско-Исовского мегантиклинория располагается несколько севернее истоков р. Печоры и как бы отделяет Ляпинский антиклинорий от следующего к югу Верхнепечорско-Исовского, который протягивается с севера от верховий р. Печоры до верховий р. Ис и с которого мы начинаем описание структур Центрально-Уральского поднятия.

Верхнепечорско-Исовский антиклинорий сложен доордовикскими осадочными и вулканогенными породами, в различной степени метаморфизованными. В комплексе этих пород для северной части антиклинория К. А. Львов (1958, 1959) выделяет свиты: шокурьинскую — карбонатную, хобейнскую — кварцитовую и сланцевую и маньинскую, состоящую из различных парасланцев и вулканогенных эффузивов, преимущественно основного и реже кислого состава, местами превращенных в порфиритоиды, зеленые сланцы и порфириоиды. Первые две свиты К. А. Львовым по возрасту относятся к раннему кембрию, третья — к концу раннего и к среднему кембрию.

Тот же комплекс пород в южной части антиклинория сопоставляется П. М. Есиповым (1963) с клыктанской карбонатной, осланской кварцитовой и кварцито-песчаниковой и висимской вулканогенно-парасланцевой свитами и относится по возрасту к позднему докембрию. Как уже отмечалось выше, отсутствие достаточных данных для их точной датировки заставляет относить все указанные свиты к широкому возрастному диапазону позднего докембрия — кембрия и объединять на тектонической схеме (см. рис. 1) в один структурный этаж (Pt_3-Cm). Однако определенная последовательность формирования этих свит и их взаимоположение дают возможность выяснить главные черты строения Верхнепечорско-Исовского антиклинория.

В северной части, в области хребта Поясовый Камень (горы Отортен, Гумпкалай, Ойка-Чакур, Ишерим, Мартай, Юбрышка, Шудья и др.), антиклинорий представляет собою крупную, довольно широкую (до 40 км) структуру, осложненную антиклинальными и синклинальными складками разных порядков и разрывными нарушениями. Центральные части антиклиналей сложены мраморизованными известняками шокурьинской свиты, кварцитами и кварцито-песчаниками, а также различными парасланцами хобейнской свиты. В нижних частях крыльев антиклиналей и в синклиналях развиты более молодые парасланцы и вулканогенные породы маньинской свиты. Наиболее значительными из этих осложняющих складчатых структур являются (с севера на юг): Верхнепечорская, Верхневишерская, Ниолсовская, Мартайская, Верхневёлсовская, Расынская, Кутимская, Улсовско-Сосьвинская антиклинали, Тулымская, Ишеримская, Юбрышкская, Лямпинская, Тулайская синклинали. Одни из этих складок, по форме слабо асимметричные, приближаются к нормальным; в антиклиналях устанавливается

несколько более крутое (от 30—40° до 60—70°) западное падение пород в западных крыльях и несколько положе (от 20 до 50°) падают на восток восточные крылья. Тулымская и Западно-Ишеримская синклинали являются наложенными. Ядра их выполнены кварцито-песчаниками нижнего ордовика, залегающими со стратиграфическим и угловым (азимутальным) несогласием на отложениях маньинской и хобеинской свит.

В восточном крыле антиклинория, имеющем общее падение на восток под разными углами, от 20 до 70°, в основном развиты мелкие складки, в большинстве асимметричные и запрокинутые к западу, местами изоклинальные. В крайних восточных (нижних) частях крыла эффузивы маньинской свиты всюду, обычно без видимого несогласия, покрываются кварцитами и песчаниками, а также парасланцами нижнего ордовика. Лишь очень редко в песчаниках встречаются относительно крупнообломочные разности, в которых содержатся обломки нижележащих пород (маньинской и хобеинской свит). По-видимому, здесь, как и в большей части центральной зоны, нижеордовикские породы залегают на нижележащих толщах с трансгрессивным несогласием, но это несогласие оказывается здесь преимущественно скрытым.

Западное крыло Верхнепечорско-Исовского антиклинория в его северной части так же медленно, как и восточное, но более неравномерно, опускается к западу и в плане имеет более сложные (фестончатые) очертания. В крыльях складок разных порядков, развитых в западном крыле антиклинория, нередко устанавливаются дизъюнктивные нарушения типа взбросов. Крупные взбросы с крутопадающими на восток поверхностями и амплитудами до нескольких сотен метров в зоне границы, описываемой структуры и Западно-Уральской внешней зоны складчатости, значительно усложнили эту границу и пространственные взаимоотношения ордовикских и доордовикских толщ. Такие сложные надвиговые явления можно видеть на хр. Чувальский камень, в его юго-восточном окончании, а также по береговым обнажениям р. Вишеры к западу от хр. Тулымский Камень. По преимуществу в западном же крыле описываемой северной широкой части Верхнепечорско-Исовского антиклинория располагаются не крупные массивы и мелкие интрузивные тела пикритоподобных ультрабазитов, габброидных пород, гранитоидов (Юбрышкинско-Шудьинский пояс), а также многочисленные дайки габбро-диабазов. Причины такой локализации интрузивных образований в западной части антиклинория остаются не выясненными. Можно предполагать, что в этой части антиклинория еще в доордовикское время существовала серия или целая зона уходящих в глубокие горизонты разломов, по которым поступала магма ультраосновного, а позднее (но также еще в доордовикское время) основного и частью кислого состава.

К северу от истоков р. Вишеры шарнир Верхнепечорско-Исовского антиклинория погружается, отложения хобеинской свиты скрываются под отложениями маньинской свиты, весь антиклинорий в верховьях р. Печоры заметно сужается (до 10 км) и его строение становится более простым.

К югу от р. Кутим располагается крупная Верхнесосьвинская антиклиналь, сложенная в центральных частях отложениями хобеинской свиты и в крыльях — отложениями маньинской свиты. Она протягивается на юг на 90 км от хр. Кедровый спой и до широты Конжаковского камня. На севере ширина антиклинали 25 км, к югу она постепенно сужается до 6—8 км. В крыльях ее развиты довольно крупные складки линейного типа шириной до 3 км и длиной от 10 до 25 км; в антиклинальных складках выступают кварцито-песчаники и сланцы хобеинской свиты, в синклинальных — сланцы маньинской свиты. Почти всюду складки асимметричны: в антиклинальных — крутое (от 50 до 80°) за-

падное падение пород в западных крыльях и более пологое (от 25 до 50°) восточное — в восточных; нередко складки запрокинуты на запад.

На широте Кытлымского габбрового массива Верхнепечорско-Исовской антиклинорий в связи с погружением его шарнира сильно сужается до 10—8 и местами до 3 км. Далее на Ю и ЮЮВ он протягивается через верховья р. Ис, имея ширину 8—3 км, и вблизи Промысловских приисков полностью погружается под ордовикские отложения, которые здесь слагают замыкающиеся крылья Улсовско-Койвинской и Тагильской синклиналичных структур. Небольшая ширина антиклинория в южной его части (к югу от широты Кытлымского габбрового массива) объясняется не только погружением его шарнира на юге, но также и тем, что его восточные крылья в значительной мере срезаны тектоническими нарушениями.

Как установлено детальными геологическими съемками последних лет, западное крыло антиклинория, в котором отложения хобейнской и маньинской свит доордовика трансгрессивно перекрываются нижнеордовикскими отложениями, во многих местах надвинуто по крутопадающим на восток взбросам (крутым надвигам) на восточное крыло Улсовско-Койвинского синклинория, сложенного ордовикскими отложениями, и местами почти полностью перекрывает его. В восточном крыле антиклинория развита серия тектонических нарушений, по которым приводятся в контакт отложения маньинской свиты с разными толщами терригенных и вулканогенных образований ордовика, слагающих западное крыло Тагильского мегасинклинория. Эти нарушения местами фиксируются катаклазированием и милонитизацией пород. Характер нарушений надежно не установлен, поверхность их падает круто (углы 60—75°) на восток; вероятно ожидать, что здесь имеет место серия сбросовых нарушений с амплитудой смещения от 100 до 300—400 м.

Внутри антиклинория развиты складки, осевые плоскости которых в большинстве падают круто на восток. В ядрах антиклинальных складок местами выступают из-под маньинской свиты кварциты и сланцы хобейнской свиты.

Улсовско-Койвинский синклинорий

Этот синклинорий (называемый также некоторыми исследователями Тыпыльским) начинается северо-западнее северного окончания Кваркушского хребта в среднем течении р. Улс и протягивается на ЮЮВ до верховьев р. Койвы (до Промысловских приисков). Он представляет собой неширокую (ширина колеблется от 3 до 20, в большей части — 6—10 км), наложенную синклиналичную структуру, сложенную ордовикскими и частью нижнесилурийскими отложениями, развившуюся на доордовикских складчатых структурах.

В крыльях синклинория развиты нижне- и среднеордовикские отложения. Нижнеордовикские отложения (тельпосская свита) в нижних частях по преимуществу представлены базальными конгломератами, содержащими обломки доордовикских пород. Приосевые части синклинория выполнены средне- и верхнеордовикскими терригенными и карбонатными осадками. Местами, в наиболее глубоких частях синклинория установлены (сохранились от размыва) лландоверийские карбонатные породы.

В строении Улсовско-Койвинского синклинория отчетливо проявляются черты асимметрии. Западное крыло его всюду падает на восток и северо-восток под углами от 15 до 65°. На севере оно замыкает Кваркушский антиклинорий и, огибая его, поворачивает на запад, затем на юг и входит в восточную подзону Западно-Уральской внешней зоны

складчатости. Средне- и верхнеордовикские карбонатные отложения, слагающие здесь центральные приосевые части синклинория, также выходят в восточную часть Западно-Уральской внешней зоны и продолжают в последней к северу и к югу. Восточное крыло синклинория падает в большей части на восток и лишь местами на запад, но всюду более круто (под углами от 50 до 85°), чем западное. Синклинорий, таким образом, в большей части запрокинут на запад, осевая плоскость его падает круто на восток. Восточное крыло, как уже отмечалось выше, во многих местах перекрывается надвинутыми с востока по крутопадающим на восток взбросам доордовикскими толщами Верхнепечорско-Исовского антиклинория.

На водоразделе р. Улса и р. Тыпыла шарнир синклинория испытывает встречное воздымание, отделяя северную — Улсовско-Тыпыльскую синклиналь от южной — Койвинской. Последняя протягивается далее до юго-восточной оконечности всего синклинория, местами испытывая лишь слабые воздымания и погружения шарнира. К СЗ и ЮЗ от устья р. Тыпыл западное крыло Улсовско-Койвинского синклинория дает ответвление внутрь Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория в виде небольшой довольно сложной по строению Тулымкинской синклинальной складки, выполненной верхнеордовикскими отложениями. Последние трансгрессивно несогласно залегают в восточном крыле складки на отложениях тельпосской свиты нижнего ордовика и косьвинской свиты кембрия, а в западном — на отложениях висимской свиты доордовика. Несколько подобных, но более мелких ответвлений наблюдаются в западном крыле Койвинской синклинали. Эти синклинальные складки направлены на юго-запад внутрь Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, где шарниры этих складок быстро воздымаются. На их продолжении располагаются, сложенные отложениями косьвинской свиты (кембрий), синклинальные погружения, которые пересекают с СВ на ЮЗ весь Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий и в целом образуют Усьвинско-Серебрянскую седловинную синклинальную структуру внутри названного мегантиклинория.

К югу от широты пос. Промыслы Улсовско-Койвинский синклинорий в сущности выходит за пределы Центрально-Уральского поднятия и прослеживается до пос. Висим и в направлении к пос. Билимбай в виде синклинали уже в западном крыле Тагильского мегасинклинория.

Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий

Этот мегантиклинорий, называвшийся ранее П. М. Есиповым в северной части Кваркушским, а затем в целом Вишерско-Чусовским антиклинорием, представляет крупную и сложную антиклинальную структуру, протягивающуюся от нижнего течения р. Улс к югу до средних течений рек Косьвы и Вильвы, а от р. Вильвы на юго-юго-восток до р. Б. Шишим (несколько севернее г. Билимбая). Он представляет на Среднем Урале крайнюю западную структуру Центрально-Уральского поднятия и граничит на западе с Западно-Уральской внешней зоной складчатости, на востоке, в северной и средней части, — с Улсовско-Койвинским внутренним синклинальным прогибом, а в южной, — с Тагильским мегасинклинорием. Общая длина мегантиклинория составляет 380 км, ширина изменяется от 10 км в северном и южном окончаниях до 50—60 км в средних частях.

Исследования П. И. Кротова (1888), А. А. Краснопольского (1889—1891), А. А. Штукенберга (1898) впервые довольно полно и последовательно осветили геологическое строение рассматриваемой части западного склона и центральной зоны Урала. Представление о палеозойском,

в основном, девонском и последевонском возрасте всех толщ, слагающих эту часть Урала, сохранялось и в последующие годы. После опубликования известных работ Д. В. Наливкина, показавших широкое развитие силурийских отложений на Урале, рядом исследователей (Э. А. Ульмером, О. Ф. Нейман-Пермяковой и др.) значительная часть толщ, слагающих западный склон и центральную зону Среднего Урала, относилась к силуру (в нынешнем понимании к ордовику и силуру). Э. А. Ульмер, выделивший ослянскую свиту, допускал ее кембрийский возраст.

Е. А. Кузнецов (1935 а, б, 1937, 1941) пришел к выводу о докембрийском возрасте пород свиты «М», слагающих Центральную зону, включая и подзону, располагающуюся непосредственно к западу от Платиноносного габбрового пояса.

В последующее время (с 30-х по 50-е годы нашего столетия) одни исследователи (Иванов, 1939; Кухаренко, 1960 и др.) рассматривали эти толщ по возрасту как ордовикские и силурийские, другие (А. И. Олли; Гарань, 1950 и др.) относили их к доордовикским и большей частью к кембрийским образованиям.

В последние 10—12 лет работами П. М. Есипова (1963) и, наконец, систематическими детальными геологическими съемками, выполненными Пермским геологоразведочным трестом (геологами Е. Ф. Пинегиным, Б. Д. Аблизиним, С. В. Младших и др.) был окончательно доказан доордовикский возраст толщ, слагающих Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, которые перекрываются трансгрессивно нижнеордовикскими отложениями, содержащими в основании базальный горизонт конгломератов, песчаников и кварцито-песчаников. Было также окончательно установлено, что свиты «М» как определенной стратиграфической единицы не существует, к ней ранее ошибочно относились породы как доордовикского, так и ордовикского и частью силурийского возраста. Этими исследованиями окончательно было доказано и расшифровано во многих деталях сложное антиклинорное строение Кваркушко-Каменногорского сооружения.

Приводимая ниже характеристика Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория дается, в основном, по этим последним данным, частью нашедшим отражение в сводных геологических картах.

Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий сложен доордовикскими породами. Шарнир его располагается ближе к восточной границе. В ядрах наиболее значительных антиклиналей вскрыты отложения клыктанской и ослянской свит, присевые части и общее восточное более узкое крыло сложены отложениями висимской свиты, западное широкое крыло — отложениями косьвинской и ашинской свит, датированных одними исследователями вендом, другими — кембрием.

В средних течениях рек Косьвы, Усьвы, Вильвы и Вижая в мегантиклинории развиты неглубокие синклинальные складки юго-западного направления, выполненные отложениями косьвинской свиты. Две наиболее значительные из этих складок — северо-западная, Косьвинско-Усьвинская и юго-восточная, Вильвенско-Вижайская, разделенные на севере антиклинальными складками, а на юге сливающиеся в одну Вильвенско-Сылвицкую седловинную синклинальную структуру, являются сквозными и пересекают весь мегантиклинорий с СВ на ЮЗ, расчленяя его на два крупных антиклинория: северный — Кваркушко-Басегский и южный — Каменногорский.

Кваркушко-Басегский антиклинорий (рис. 13) в свою очередь, сильно осложнен многими складками и местами надвигами (падающими преимущественно на восток). На широте Ксенофоновско-Колвинского вала и Тиманского поднятия он сильно расширяется на запад, об-

разу «выступ» в сторону этих структур. Этот «выступ» доордовикских отложений, несогласно перекрываемых ордовикскими и силурийскими толщами, является сопряжением двух древних (доордовикских) виргаций — Уральской и Тиманской, выраженным в сближении с севера на юг и слиянии сложенных доордовикскими породами складок тиманского и уральского направлений. В то же время ордовикские и силурийские толщи, несогласно перекрывающие складчатое доордовикское основание, лишь слабо отгибаются отмеченным выступом к западу. Явная дисгармоничность в тектонике доордовикских, в том числе кембрийских отложений, с одной стороны, и ордовикских, а также силурийских толщ, с другой — именно в районе выступа, по-видимому, указывает на существенную роль салаирских движений, сформировавших древние Тиманское и Центрально-Уральское поднятия как складчатые структуры. К этому выводу ранее пришел Н. Г. Чочиа (1955). На продолжении отмеченного «выступа» к СЗ, в пределах Западно-Уральской внешней зоны складчатости и Предуральского прогиба, в ядрах брахиантиклиналей гор Колчимский камень, Помяненный камень, Полюдов кряж кембрийские (ашинские) отложения имеют по преимуществу северо-западное (тиманское) прогибание. Оба направления в районе названных брахиантикли-

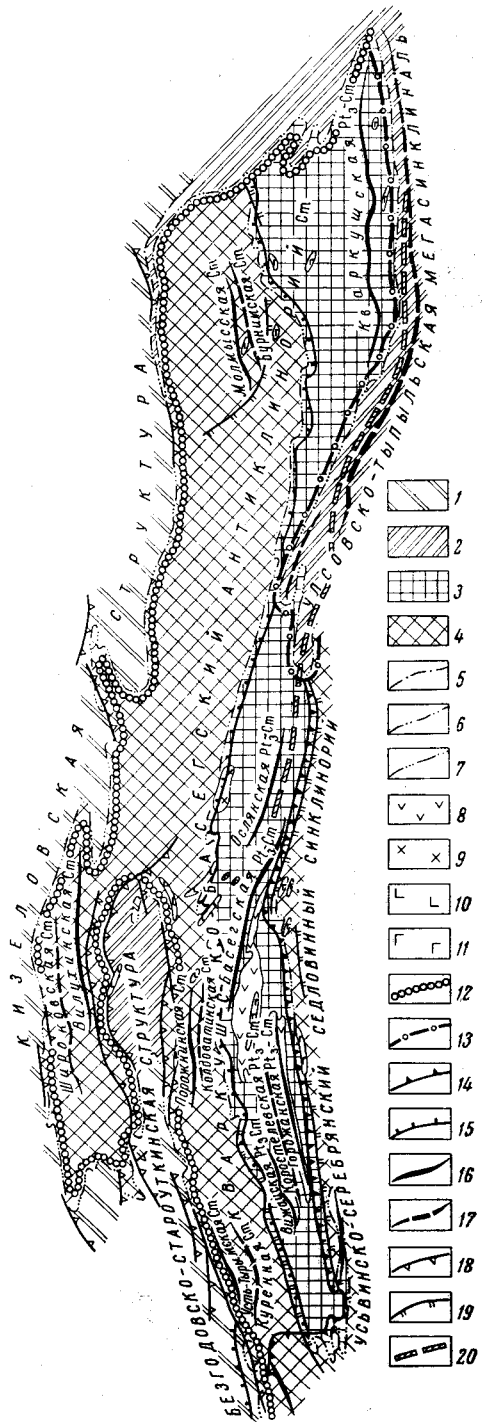


Рис. 13. Схема тектоники Кваркушско-Басегского антиклинория

1 — среднедевонско-турнейский структурный ярус; 2 — ордовикско-нижнедевонский структурный ярус; 3 — верхнепротерозойско-кембрийский структурный этаж, нерасчлененный на структурные ярусы; 4 — кембрийский структурный ярус; 5—7 — границы структурных ярусов с глубиной размыва или величиной перерыва (5 — до 100 м, 6 — от 100 до 1000 м, 7 — свыше 1000 м); 8 — вулканогенные породы основного и щелочного состава; 9 — кислые интрузивные породы позднего силура — раннего девона; 10 — основные интрузии раннего девона; 11 — основные интрузии кембрия; 12—15 — границы структур (12 — I порядка, 13 — II порядка, 14 — III порядка антиклинальных и синклиналиных, 15 — IV порядка антиклинальных и синклиналиных); 16 — осевые линии антиклинальных структур; 17 — синклиналиных; 18 — позднепалеозойские разрывные нарушения; 19 — позднепротерозойско-кембрийские разрывные нарушения; 20 — глубинные разломы, фиксируемые интрузиями основной магмы

налей унаследованы и резче подчеркнуты в более молодых ордовикских, а также средне- и верхнепалеозойских толщах. При этом, как отмечает Н. Г. Чочиа (1955), субмеридиональная палеозойская складчатость уральского простирания наложилась на каледонские структуры тиманского направления. Особенно резко это проявлено в структуре Полюдова кряжа.

В северном погружении и в восточном крыле Кваркушко-Басегского антиклинория доордовикские образования перекрываются со стратиграфическим и нередко с резким угловым несогласием (см. рис. 12) нижнеордовикскими конгломератами, песчаниками и кварцито-песчаниками (по К. А. Львову, тельпосской свиты). Нередко здесь на значительных участках наблюдается различие структурного плана нижнего доордовикского и верхнего ордовикско-среднепалеозойского структурных этажей. Все это указывает на образование Кваркушко-Басегского антиклинория, как, впрочем, и всего Центрально-Уральского поднятия с его складчатыми структурами, в предордовикское время.

В восточном крыле и в центральных частях Кваркушко-Басегского антиклинория ордовикские отложения, несогласно перекрывающие доордовикские структуры, отходят далеко на запад в виде ответвлений Улсовско-Койвинского синклинория. Особенно далеко на запад заходит это перекрытие в районе наложенной Тулымкинской синклинальной складки, которой Кваркушко-Басегский антиклинорий делится на две крупные антиклинали — Кваркушскую и Басегскую.

Общее широкое (до 30—35 км) западное крыло Кваркушской и Басегской антиклиналей представляет собой крупную Цепельско-Вижайскую моноклиналную структуру, осложненную простыми и опрокинутыми на запад складками разных порядков и разрывными нарушениями типа крутых надвигов и реже сбросов. Зеркало этой осложняющей складчатости постепенно погружается (падает) на запад. В южной части Цепельско-Вижайской моноклинали развита довольно широкая (до 15 км шириной) наложенная Безгодовская структура, сложенная силурийскими отложениями, на которые в мелких мульдах стратиграфически несогласно налегают эйфельские (такатинские) песчаники. К югу эта структура значительно погружается, что отмечается появлением верхнедевонских, затем нижнекаменноугольных отложений, и уходит в пределы Западно-Уральской внешней зоны складчатости. При характеристике этой зоны структура описана как часть Безгодовско-Дружининского синклинория.

К западу от Безгодовско-Дружининского синклинория, уже внутри Западно-Уральской внешней зоны складчатости, располагается выходящий из-под средне- и верхнепалеозойских отложений Широковский выступ пород ашинской свиты, также охарактеризованный при описании структур упомянутой зоны.

В Вильвенско-Сылвицкой седловинной структуре, протягивающейся в субмеридиональном направлении, разделяющей Кваркушко-Басегский и Каменногорский антиклинории и связывающей Улсовско-Койвинский синклинорий с Западно-Уральской внешней зоной складчатости, преимущественно развиты условно кембрийские отложения косьвинской свиты. Эти отложения во встречных погружениях и в антиклиналях внутри седловинной структуры залегают стратиграфически несогласно на породах висимской свиты. Описываемая седловинная структура осложнена ориентированными в том же субмеридиональном направлении складками разных порядков (большей частью узкими линейными, нередко запрокинутыми на запад и местами простыми открытыми короткими и широкими), а также многими некрупными разрывными на-

рушениями — взбросами и сбросами субмеридионального простирания и круглого восточного падения.

Каменногорский антиклинорий, относящийся к южной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, несколько смещен к востоку по отношению к Кваркушко-Басегскому и немного на запад по отношению к Верхнепечорско-Исовскому антиклинориям. Каменногорская структура протягивается на 200 км от р. Усьвы с ССВ на ЮЮЗ почти до г. Билимбая, ширина ее в северной части 45 км, к югу сужается до 20 и затем до 5 км, крылья ее сближаются и, наконец, несколько севернее г. Билимбая замыкаются, погружаясь под ордовикские, силурийские и среднедевонские отложения Билимбаевской седловинной синклинальной структуры.

По своему строению Каменногорский антиклинорий аналогичен Кваркушко-Басегскому, но в целом устроен несколько проще. Приосевая часть его и восточное крыло сложены отложениями висимской свиты. Осевая линия располагается ближе к восточной границе. Восточное крыло, падающее в целом на восток под углами от 20 до 60°, осложнено мелкими складками, большей частью запрокинутыми к западу (падение крыльев восточное под углами от 40 до 85°) и дизъюнктивными нарушениями типа сбросов, поверхности которых круто падают на восток. Западное крыло, сложенное отложениями частью висимской, а в основном косвинской и ашинской свит, шире восточного и тоже осложнено мелкими складками, большей частью опрокинутыми на запад, а также крупными взбросами, сдвиго-взбросами с падением поверхностей их на восток под разными углами. Зеркало складчатости в западном крыле постепенно погружается (падает) на запад под среднепалеозойские породы Западно-Уральской внешней зоны складчатости.

В заключение отметим, что как в Верхнепечорско-Исовском, так и в Кваркушко-Каменногорском антиклинориях довольно широким развитием пользуются дайки и дайкообразные тела габбро-диабазов, чаще имеющие меридиональное (а также близкое к нему) простирание, согласное с простиранием складок, и падающие круто в большей части на восток и редко на запад под углами 60—80°. Реже встречаются дайки северо-восточного и северо-западного простираний. Такие же дайки иногда встречаются в Улсовско-Койвинском синклинории, где они прорывают ордовикские, в том числе и верхние ордовикские отложения. В то же время обломки габбро-диабазов встречаются в конгломератах нижнего ордовика (тельпосской свиты).

По-видимому, дайки габбро-диабазов являются разновозрастными, формировавшимися в течение продолжительного времени, по крайней мере, от раннего кембрия до силура включительно. Часть их, возможно, является субвулканическими дайками, комагматичными ранне- и среднекембрийским, ордовикским и частью силурийским эффузивам. Вполне вероятно, что некоторые из них (особенно в восточных подзонах этой части Центрально-Уральского поднятия) связаны с позднесилурийскими интрузиями габбро Платиноносного пояса. В то же время характер и состав многих из даек, особенно в западных частях поднятия, указывают на близость этих даек к трапповым образованиям, что может объясняться формированием даек в условиях временной стабилизации или слабых восходящих движений, происходивших в ходе развития древней (доордовикской), а также и палеозойской геосинклиналей Урала.

Билимбаевский седловинный синклинорий

Синклинорий обусловлен встречным погружением шарниров Кваркушко-Каменногорского и Уралтауского мегантиклинориев в районе г. Билимбая и связывает Западно-Уральскую внешнюю зону складча-

тости с Тагильским мегасинклинорием. Сводовая часть седловины (как продолжение сводов Кваркушко-Каменногорского и Уралтауского мегантиклинориев) сложена конгломератами тельпосской свиты нижнего ордовика, которые в связи с глубоким погружением шарнира в районе Билимбая скрываются под среднеордовиковскими терригенными, верхнеордовико-силурийскими и силурийскими вулканогенными и среднедевонскими карбонатными толщами.

Эти отложения в районе г. Билимбая имеют близкие к широтному простирания и встречные пологие падения на юг и на север. При этом вся описываемая седловинная структура, огибая с северо-запада северное окончание Уфалейского антиклинория, уходит на юго-запад и затем на юг. Шарнир ее погружается к юго-западу и к югу и вся структура теряется в восточном крыле Староуткинской моноклинали, относящейся уже к Западно-Уральской внешней зоне складчатости.

Восточная часть синклинория, являющаяся северным продолжением Уфалейской структуры, сложена метаморфическими породами верхнепротерозойско-кембрийского возраста и представляет собою узкий тектонический блок, ограниченный с запада и востока разрывными нарушениями.

Башкирский мегантиклинорий

Под этим названием выделяется крупное антиклинорное сооружение на западном склоне Южного Урала, сложенное древними — докембрийскими и нижнепалеозойскими отложениями. На северо-западе, западе и юге мегантиклинорий погружается под среднепалеозойские породы Западно-Уральской внешней зоны складчатости, с запада и востока ограничивается крупными тектоническими нарушениями, в большей южной части на востоке он граничит с Зилаирским синклинорием, который отделяет его от Уралтауского мегантиклинория. Общая длина Башкирского мегантиклинория составляет 300 км, ширина 50—60 км, а вместе с Каратауской структурой на широте последней достигает 110—120 км.

Башкирский мегантиклинорий как самостоятельная структура был выделен в результате планомерных детальных геологосъемочных работ на Южном Урале, начатых в конце 20-х и проведенных, в основном, в 1930—1937 гг. Д. В. Наливкиным (1931), М. И. Гаранем (1937, 1946), О. П. Горяиновой и Э. А. Фальковой (1937), А. И. Ивановым (1937), А. И. Олли (1948) и др.

Этими исследованиями и особенно работами М. И. Гараня были заложены основы современного представления о строении и истории формирования Башкирского мегантиклинория. В последующих работах тех же и ряда других исследователей (Гарань, 1960; Шатский, 1945; Келлер, 1952 и др.) эти основы были во многом развиты и уточнены и хотя по вопросам возраста некоторых толщ, слагающих мегасинклинорий, не достигнуто еще единого мнения, основные черты и существенные детали строения, а также ход формирования этой древней уральской структуры в достаточной степени выяснены и понимаются всеми исследователями одинаково.

В тектоническом отношении Башкирский мегантиклинорий в целом представляет антиклинальное поднятие, сложенное рядом крупных, связанных между собой, положительных и отрицательных структур (рис. 14), образованных широкими складками северо-восточного простирания. Эти складки, в свою очередь осложнены более мелкой складчатостью разных порядков и дизъюнктивными нарушениями типа надвигов и взбросов. Отдельные положительные и отрицательные структуры

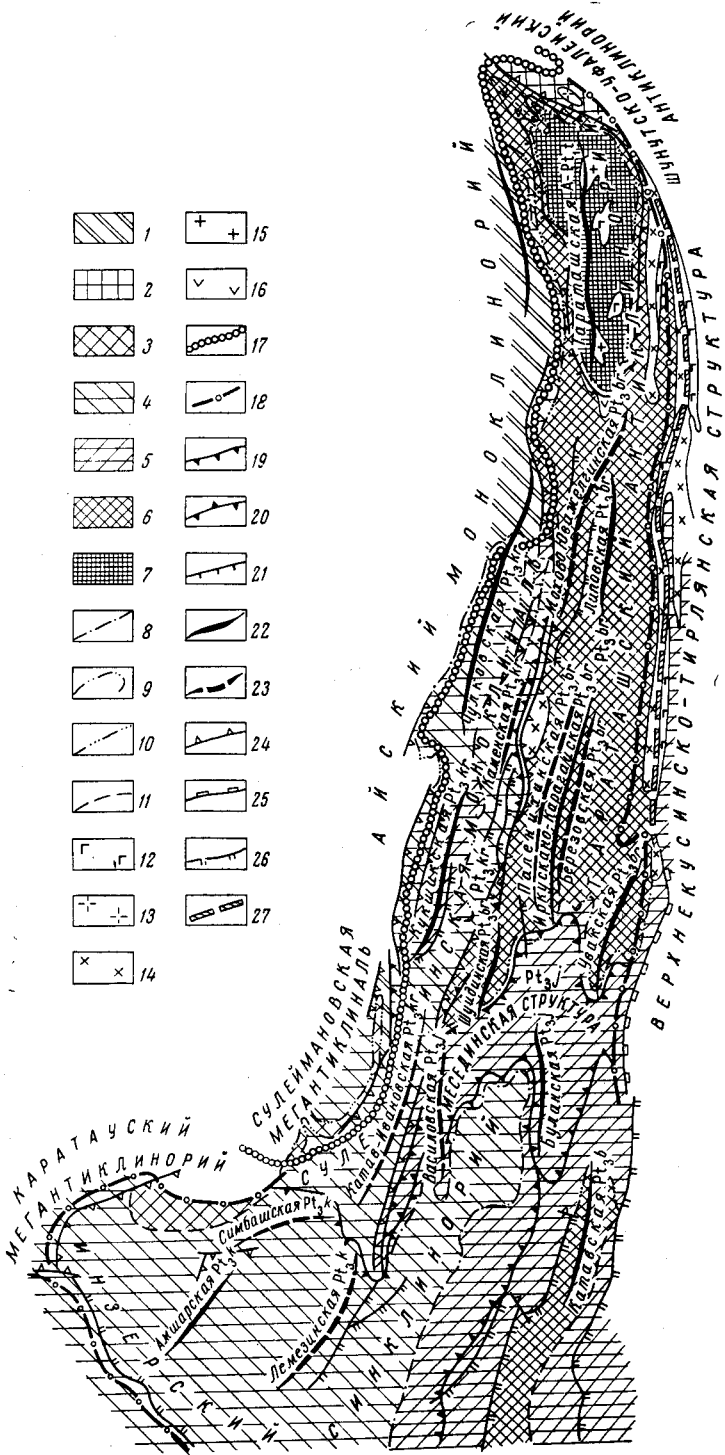


Рис. 14. Схема тектоники северной части Башкирского мегантиклинория

1 — среднедевонско-турнейский структурный ярус; 2 — верхнепротерозойско-кембрийский структурный этаж, нерасчлененный на структурные ярусы; 3 — кембрийский структурный ярус; 4 — каратауский структурный ярус; 5 — юрматинский структурный ярус; 6 — бурзянский структурный ярус; 7 — тараташский структурный этаж (раннекембрийский кристаллический фундамент Русской платформы); 8—11 — границы структурных ярусов с глубиной разрыва и величиной перерыва (8 — до 100 м, 9 — от 100 до 1000 м, 10 — более 1000 м; 11 — с неопределенной глубиной разрыва или величиной перерыва); 12 — вулканогенные породы основного состава и связанные с ними зеленые сланцы; 13 — граниты и гранитоиды кембрия; 14 — кислые интрузии позднего протерозоя; 15 — граниты и гранитоиды архея — раннего протерозоя; 16 — основные интрузии архея — раннего протерозоя; 17—21 — границы структур (17 — I порядка, 18 — II порядка, 19 — антиклинальных и синклиналиных III порядка, 20 — III порядка между смежными отрицательными структурами, 21 — IV порядка); 22 — осевые линии антиклинальных структур; 23 — то же, синклиналиных; 24 — позднелазейские разрывные нарушения; 25 — позднетурнейско-намюрские разрывные нарушения; 26 — позднпротерозойско-кембрийские разрывные нарушения; 27 — глубинные разломы, фиксируемые интрузиями основной магмы

развиты на фоне общего постепенного воздымания мегантиклинория с юга на север, до Тараташского выступа, и затем быстрого его погружения в том же направлении.

Крупные положительные структуры — антиклинории имеют по преимуществу асимметричное строение — их западные крылья погружаются несколько медленнее, чем восточные. Мелкие складки, за исключением самых западных, часто опрокинуты на запад. Складки разорваны дизъюнктивными нарушениями типа надвигов и взбросов, часто значительных амплитуд (сотни метров), приводящих в соприкосновение образования различного возраста (рис. 15). Разрывные нарушения также ориентированы в северо-восточном направлении, одни из них протягиваются на небольшие расстояния, другие имеют огромную протяженность (Бакало-Саткинский, Сулейнский надвиги). Надвиги чаще имеют крутопадающие на юго-восток поверхности смещения с перемещением восточных блоков в западном направлении. Плоскости надвигов нередко субпараллельны и местами создают чешуйчатые формы строения. Надвиговые явления развиты особенно сильно на восточном крыле мегантиклинория, на границе с Зилаирским синклинорием.

Трудность расшифровки структуры внутри складчатого комплекса древних пород, слагающих Башкирский мегантиклинорий, усугубляется наложением друг на друга нескольких фаз складчатости и наличием несогласий и размывов между толщами. По данным многих исследователей, в мощном осадочном комплексе протерозоя и нижнего палеозоя намечаются следующие перерывы: а) между тараташской и айской свитами; б) между бакальской и машакской — в восточной или между бакальской и зигальгинской свитами в западной части мегантиклинория; в) между авзянской и зильмердакской свитами; г) между миньярской и ашинской свитами. Существование этих перерывов позволяет выделять структурные ярусы, отвечающие определенным этапам развития древней геосинклинали. Не считая тараташского структурного яруса, относящегося, по-видимому, к раннедокембрийскому циклу развития Русской платформы, выделяются следующие структурные ярусы: бурзянский, юрматинский, каратауский и ашинский позднедокембрийско-кембрийского геосинклинального цикла, а также ордовикско-нижнедевонский, относящийся к развитию Уральской палеозойской (ордовикско-позднепалеозойской) геосинклинали в ее внешних зонах.

Весьма интересной особенностью разреза палеозоя области Башкирского мегантиклинория является отсутствие верхнесилурийских и нижнедевонских отложений как в прилегающей с севера и запада части Западно-Уральской внешней зоны, так и еще западнее — в области Русской платформы. Верхнесилурийские и нижнедевонские отложения появляются лишь в прилегающих с востока и юга окраинах Зилаирского синклинория, откуда они прослеживаются к северу.

По данным К. А. Львова, наблюдается угловое несогласие между среднедевонскими отложениями и ашинской свитой на правом берегу р. Сим, в 3 км ниже с. Серпеевки, где известняки среднего девона, падающие на запад под углом 5—6°, налегают на размытую поверхность ашинской свиты, падающей на запад под углом 18°. Отмеченные соотношения вызывают предположение о действии таконской складчатости, область проявления которой ограничена Башкирским мегантиклинорием и Западно-Уральской внешней зоной складчатости.

Башкирский мегантиклинорий по особенностям строения разреза (вместе с прилегающей частью Внешней зоны) тесно связан с Русской платформой. Принадлежа, несомненно, к Уральской складчатой структуре, прежде всего по характеру тектоники, Башкирский мегантиклинорий имеет простирание складок, отвечающее очертаниям Русской плат-

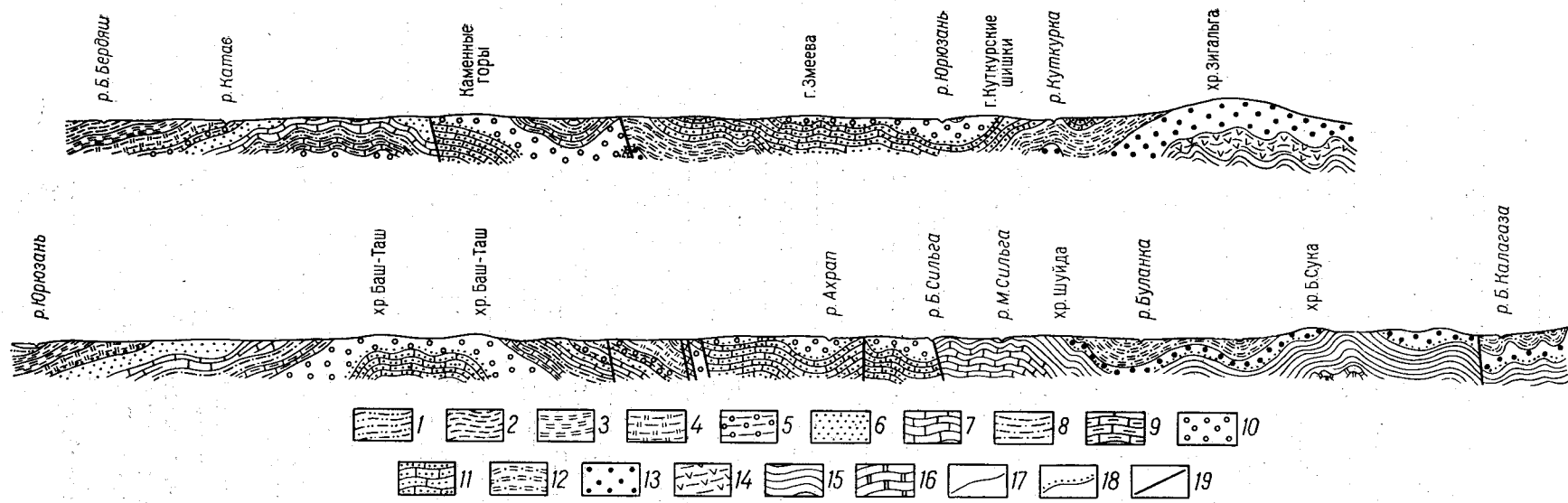


Рис. 15. Разрез северной части Башкирского мегантиклинория (по М. И. Гараню)

1 — сланцы, песчаники и известняки нижней перми; 2 — известняки, сланцы среднего-верхнего карбона; 3 — известняки, доломиты нижнего карбона; 4 — известняки, доломиты, сланцы верхнего девона; 5 — известняки, песчаники среднего девона; 6 — песчаники, сланцы ашинской свиты; 7 — доломиты, известняки миньярской свиты; 8 — песчаники, сланцы, известняки инзерской свиты; 9 — известняки, мергели катавской свиты; 10 — песчаники, сланцы зильмердакской свиты; 11 — доломиты, сланцы, песчаники авзянской свиты; 12 — сланцы, песчаники зигазино-комаровской свиты; 13 — кварциты зигальгинской свиты; 14 — альбитофиры, порфиroidы, сланцы машакской свиты; 15 — сланцы, доломиты, песчаники бакальской свиты; 16 — доломиты, сланцы саткинской свиты; 17 — нормальные стратиграфические и интрузивные контакты; 18 — границы несогласного залегания; 19 — линии тектонических контактов

формы и отличающееся от так называемого Уральского (меридионального) простираания. Зависимость направления тектонических структур Башкирского антиклинория от конфигурации восточного края Русской платформы особенно ясно вырисовывается в Каратауской структуре.

В пределы описываемой территории входит лишь северная часть Башкирского мегантиклинория. Из крупных структур (третьего порядка), установленных в этой части мегантиклинория, выделяются: Каратауский антиклинорий, Инзерский синклиний, Сулейнская моноклиналь, Тараташский антиклинорий, Месединская седловинная синклинали и Ямантауский антиклинорий.

Каратауский (Миньярский) антиклинорий представляет собой крайнюю западную структуру Башкирского мегантиклинория, состоящую из четырех антиклиналей и разделяющих их синклиналей. Антиклинали сложены породами каратауской серии и ашинской свиты, залегающей с разрывом на миньярской свите, синклинали — отложениями среднего и верхнего девона, нижнего, среднего и верхнего карбона; в наиболее глубокие синклинали частью вовлечены нижнепермские отложения, развитые, в основном, восточнее — в Симской мульде. Простираание складок северо-восточное и широтное. Северо-западные крылья всех четырех антиклиналей срезаны надвигами, по которым восточные крылья антиклиналей надвинуты на западные, а местами даже на смежные синклинали. По крайнему и наиболее крупному из этих разрывов, ограничивающему всю каратаускую структуру с севера, запада и юго-запада, весь антиклинорий надвинут на пермские и каменноугольные отложения Русской платформы.

Отмеченные крупные и многочисленные параллельные им мелкие надвиги придают всему Каратаускому антиклинорию характер чешуйчатой структуры. Каждый из блоков, ограниченных этими разрывами, является надвинутым на смежный с ним западный блок и, в свою очередь, в какой-то мере перекрывается смежным восточным. Вследствие такого строения допалеозойские и палеозойские породы, слагающие антиклинорий, в наблюдаемых разрезах по преимуществу имеют падение на юго-восток и на юг под углами от 20 до 45°. Лишь в крайней юго-восточной антиклинали наблюдается и западное крыло, имеющее северо-западное падение под углами 30—50°.

К северу от Каратауского антиклинория до Ксенофоновской брахиантиклинали Колвинско-Вычегодского вала породы каратауской серии нигде на поверхность не выходят. Вместе с тем многие исследователи считают, что эти отложения продолжают на север, скрытые под более молодыми образованиями Западно-Уральской внешней зоны и, возможно, восточной части Предуральяского прогиба, и что область Колвинско-Вычегодского вала и Тимана является продолжением зоны их развития.

Инзерский синклиний, располагающийся к западу от Ямантауского антиклинория, представляет собою большую и сложную синклиналивную структуру, протягивающуюся с севера на юг (точнее с ССЗ на ЮЮВ) на 200 км. На севере синклиний разветвляется. Северо-западная ветвь его доходит до Каратауского антиклинория и Сулейнской моноклинали, северо-восточная ограничивается с севера Месединской структурой.

В северной части общая ширина Инзерского синклиния достигает 60—70 км, южнее он сужается до 25—30 км. Общее восточное крыло его, сложенное зигаино-комаровской, авзянской и зильмердакской свитами, имеет западное падение и осложняется мелкими складками, а также крутопадающими на В и ЮВ разрывными нарушениями северо-восточного и местами широтного простирааний. Западное крыло, сложенное зильмердакской свитой, срезается крупным надвигом, уходящим да-

леко на юг и продолжающимися на север и северо-запад по юго-западной окраине Каратауского антиклинория. К западу от этого надвига располагается цепь линейно-удлиненных складок, сложенных породами каратауской серии и ашинской свиты. Эта подзона линейных складок является как бы южным продолжением Каратауского антиклинория, нередко она перекрывается с востока по надвигу западным крылом Инзерского синклинория.

В центральных частях Инзерского синклинория, в местах наиболее глубокого погружения его шарнира, выделяются синклинальные складки, сложенные породами катавской, инзерской и миньярской свит, усложненные в свою очередь, мелкими складками и дизъюнктивными нарушениями небольших амплитуд.

Продолжением Инзерского синклинория к северу является относительно простая по строению Симская мульда, представляющая собой южное окончание Юрюзано-Сылвенской депрессии. Крылья ее, сложенные каменноугольными отложениями, падают к центру (на восток, север и запад) под углами от 2—5° до 20—30°. Центральная часть мульды сложена нижнепермскими (ассельскими, сакмарскими и артинскими) отложениями, имеющими такое же (к центру) падение, но со значительно меньшими углами — от 1 до 5—7°.

Сулейнская моноклираль («Сулейнская зона», по М. И. Гараню), протягивающаяся с северо-востока на юго-запад, расположена к западу от Тараташского антиклинория и отделена от него крупным Бакало-Саткинским надвигом.

Слагающие ее докембрийские породы смяты в спокойные пологие складки, осложненные многочисленными продольными надвигами (Шатский, 1945), по которым древние толщи, располагающиеся к востоку, обычно надвинуты на более молодые, включительно до верхнедевонских. В целом же эту структуру можно рассматривать как зону надвигов древних докембрийских толщ Башкирского мегантиклинория на среднепалеозойские толщи Западно-Уральской внешней зоны складчатости.

Наиболее значительными из антиклиналей Сулейнской структуры являются Кукшинская и Казан-Салганская, а из синклиналей — Каменская. В центральной части структуры проходит крупный Сулейнский надвиг, на севере сливающийся с Бакало-Саткинским.

Тараташский антиклинорий относится к наиболее поднятой северо-восточной части Башкирского мегантиклинория. В северной его части вскрываются самые древние из всех уральских образований, глубоко метаморфизованные породы — гнейсы и амфиболиты, а также кварциты, железистые кварциты, джеспилиты тараташской свиты, вмещающие не крупные интрузивы гранитов и габбро. Породы тараташской свиты слагают здесь ядро собственно Тараташской антиклинали, которое рассматривается как выступ кристаллического фундамента Русской платформы. В крыльях антиклинали свита перекрывается со стратиграфическим и угловым несогласием образованиями бурзянского структурного яруса. Гнейсы, амфиболиты и кварциты в Тараташской антиклинали имеют преобладающее северо-восточное, местами близкое к широтному простирание и образуют нормальные и опрокинутые антиклинальные и синклинальные складки, вытянутые в том же направлении. Крупные складки осложнены более мелкими, часто опрокинутыми и местами изоклинальными складками, а также разрывными нарушениями типа сбросов по преимуществу северо-восточных направлений. Большое количество таких смещений наблюдается вблизи восточной границы всей Тараташской антиклинали.

К северу от Тараташского выступа крылья антиклинория замыкаются, и антиклинорий, как отмечалось выше, быстро погружается под

породы среднего палеозоя Западно-Уральской внешней зоны. При этом в обоих замыкающихся крыльях Тараташской антиклинали и в северном его погружении породы айской свиты падают на восток под различными углами. Последнее ясно указывает на опрокинутость этой части структуры на запад.

При общем кажущемся согласии в простирации пород Тараташского выступа фундамента и покрывающей его айской свиты все же отчетливо устанавливается явная дисгармоничность в тектонике выступа и айской свиты. Это положение видно из сопоставлений тектоники ядра и западного крыла Тараташской антиклинали и подтверждается в южном погружении выступа, где слагающие ядро гнейсы северо-восточного простираения перекрываются резко несогласно айской свитой, имеющей здесь широкое простираение и падение на юг. Последнее отвечает общему южному погружению шарнира антиклинали в этой ее части.

Форма залегания и внутреннее строение гранитовых и габбровых массивов Тараташской антиклинали изучены недостаточно. Можно лишь сказать, что как относительно крупные массивы, так и мелкие интрузивные тела залегают в одних случаях согласно во вмещающих породах (гнейсах, амфиболитах и кварцитах), в других — прорывают их несогласно. Граниты, кроме массивов и мелких интрузивных тел, образуют многочисленные тонкие инъекции в гнейсах, превращая последние в инъекционные гнейсы, местами в типичные мигматиты, иногда с птигматитовой складчатостью.

К югу от Тараташского выступа шарнир антиклинория погружается постепенно. Это погружение во многих случаях наблюдается непосредственно в обнажениях, где оно выражается в погружении на юг шарниров мелких складок, а также налеганием относительно более молодых свит на древние при широтном или близком к нему простираении контактов и падением последних также на юг. В целом этим погружением и замыканием к югу крыльев антиклинория обусловливается смена в южном направлении относительно древних свит и толщ более молодыми. Строение антиклинория при этом продолжает оставаться весьма сложным в результате многочисленности антиклинальных и синклинальных складок и дизъюнктивных нарушений, разбивающих складки и приводящих в контакт породы различного возраста. Одним из наиболее значительных нарушений является Бакало-Саткинский надвиг (по М. И. Гараню), по которому западное крыло Тараташского антиклинория приподнято и надвинуто на Сулейнскую моноклинали. По своей природе Бакало-Саткинский надвиг является, по-видимому, разломом глубокого заложения, первоначально возникшим еще в конце бурзянского времени. По этому разлому внедрялись гранитовая и щелочная магма, проявившаяся образованием Бердяшского массива рапакиви с щелочными и нефелиновыми сиенитами в центре. В дальнейшем Бакало-Саткинский разлом, продолжая развиваться, оживлялся в авзянскую, миньярскую, уралтаускую (салаирскую) фазы тектогенеза, а также в среднем и позднем палеозое и в конечном счете окончательно сформировался как крупный «крутой надвиг».

Погружение Тараташского антиклинория на юг (углы 10—15°) в районе Бакала приводит к замыканию его крыльев, сложенных здесь саткинской и бакальской свитами докембрия. К югу от Бакала крупная Бакальская (по М. И. Гараню) синклинали сильно расширяется и переходит на востоке в Месединский седловинный синклинорий, а на юго-западе, при общем погружении шарнира ее, сливается с Инзерским синклинорием. Крылья Бакальской синклинали сложены породами зигальгинской свиты, а центральная часть — породами зигазино-комаровской свиты верхнего докембрия.

Месединский седловинный синклиниорий разделяет Тараташский и Ямантауский антиклинории. Осложняющие его складки низших порядков вытянуты в северо-восточном направлении и характеризуются правильным, иногда несколько асимметричным строением, с более крутыми северо-западными крыльями. Восточная часть этой седловинной структуры, как и восточное крыло Ямантауского антиклинория, срезано Зилаирско-Зюраткульским (Юрюзано-Зюраткульским, по М. И. Гараню) надвигом.

На описании строения **Ямантауского антиклинория** мы здесь не останавливаемся, поскольку это сделано в XIII томе «Геология СССР». Отметим лишь, что он представляет собой антиклинальную структуру, сложенную в ядре породами бакальской и саткинской и в крыльях породами машакской (в восточном крыле) и зигальгинской свит и разбитую крупными тектоническими нарушениями по крутопадающим поверхностям широтного и северо-западного направлений.

Зилаирский синклиниорий

Синклиниорий располагается между Башкирским и Уралтауским мегантиклинориями. По размерам Зилаирский синклиниорий меньше смежных антиклинальных сооружений, но по своему положению он может быть поставлен в ряд с этими структурами, как разделяющий их внутренний синклинальный прогиб, осложненный складками различных порядков.

В своей основной и наиболее полно выраженной южной части Зилаирский синклиниорий располагается южнее рассматриваемой территории. В самых общих чертах он представляет собою наложенную синклинальную структуру, сложенную ордовикскими, силурийскими и девонскими отложениями, протягивающуюся с севера от широты г. Белорецка на юг до широтного течения р. Белой и до р. Сакмары, где синклиниорий выходит за пределы Центрально-Уральского поднятия и теряется в Западно-Уральской внешней зоне складчатости. Кроме складок разного порядка, развитых внутри синклинория, последний осложняется серией дизъюнктивных нарушений. Большая часть их располагается в крыльях, при этом наиболее значительным из них является Зилаирско-Зюраткульский разлом, который ограничивает синклиниорий с запада в его северной половине и протягивается далеко на ССВ от синклинория. В северной части синклинория располагаются крупные массивы серпентинитов Крака.

К северу от Зилаирского синклинория на его продолжении располагаются на докембрийском складчатом основании две наложенные синклинали — Тирлянская и Юрюзанская, сложенные, как и сам синклиниорий, ордовикскими и среднепалеозойскими отложениями. По-видимому, эти синклинали являются наиболее погруженными частями ныне размытого северного продолжения Зилаирского синклинория, шарнир которого постепенно воздымался к северу и при этом испытывал значительную ундуляцию. В силу сказанного, эту часть Восточно-Уральского поднятия можно объединить с Зилаирским синклиниорием в одну подзону, продолжающуюся на север до верхнего течения р. Кусы и разделяющую Башкирский и Уралтауский мегантиклинории. В то же время ее можно объединить с Уралтауской подзоной, считая здесь за условную границу Башкирского и Уралтауского мегантиклинориев северную часть Зилаирско-Зюраткульского разлома.

В описываемую территорию входит крайняя северная часть Зилаирской подзоны, включая (на юге) Юрюзанскую синклинали.

Юрюзанская синклиналь сохранилась лишь в ее восточной части, в которой с востока на запад последовательно ордовикские, силуро-нижнедевонские, среднедевонские отложения и породы зилаирской свиты нормально налегают друг на друга, имея общее падение на запад под углами от 35 до 50°. Западная часть синклинали поднята над Зилаирско-Зюраткульским разломом и уничтожена денудацией.

В северной части рассматриваемая подзона подчеркивается серией разломов, тесно связанных с Зилаирско-Зюраткульским разломом. К разломам приурочены интрузивные залежи габбро-диабазов Кусинско-Копанской группы интрузии, к которым непосредственно с востока примыкают такие же залежи гранитоидов Рябиновского массива. Представление о Кусинско-Копанских и Рябиновской интрузиях как о дайкоподобных телах, приуроченных к зоне разломов, в последнее время пересматривается Д. С. Штейнбергом, который высказывает не лишнее оснований мнение, что они являются пластовыми залежами во вмещающих породах (см. «Габбровые формации»).

Зилаирский синклинорий имеет сложную историю формирования, видимо, типичную для всех внутренних прогибов Центрально-Уральского поднятия. Как западная часть центральной зоны древней уральской геосинклинали, структура явилась ареной заложения значительных глубинных разломов и внедрения по ним габбровой магмы и ее кислых дифференциатов (Гарань, 1960). В последующем она вместе со смежными структурами пережила два этапа юрматинского и каратауского прогибания, завершившихся поднятиями. В раннем и, возможно, среднем кембрии синклинорий вместе с Урал-Тау погружался, по крайней мере, в южной части. В конце среднего кембрия и, возможно, в позднекембрийское время эта структура вновь испытала резкое поднятие и размыв слагающих ее толщ. С ордовика она стала развиваться как внутренний прогиб в Центрально-Уральском поднятии, а в раннекаменноугольное время вновь начала воздыматься. Этим воздыманием, сопровождавшимся складчатыми движениями и разрывными нарушениями, в частности с возобновлением древних разломов, внутренний прогиб окончательно сформировался как крупный синклинорий.

Уралтауский мегантиклинорий

На востоке ограничен Магнитогорским мегасинклинорием, на западе — с севера на юг последовательно Билимбаевским седловинным синклинорием, Башкирским мегантиклинорием и Зилаирским синклинорием. Мегантиклинорий входит в описываемую территорию своей северной частью, в которой выделяются три крупные структуры третьего порядка — Уфалейский и Таганайско-Иремельский антиклинорий и Уйташско-Кирябинский синклинорий.

Метаморфические толщи Урал-Тау по традиции считались наиболее древними на Урале. Несмотря на значительный метаморфизм этих толщ, некоторые исследователи, в частности К. А. Львов, а также М. И. Гарань (1950), считали их синхроничными древним слабо метаморфизованным осадочным отложениям западного склона Урала. Ими же была сделана первая попытка поспитной параллелизации Башкирского и Уралтауского разрезов. Решение этого вопроса в современном аспекте было осуществлено М. И. Гаранем в 1948—1949 гг. после проведения геологического картирования Златоустовского района и дополнительных полевых наблюдений в 1955 году, сделанных им совместно с П. М. Есиповым и А. И. Ивановым.

В изучении древних толщ южной части Урал-Тау большая роль принадлежит Д. Г. Ожиганову (1955), А. И. Иванову (1949) и другим геологам.

По данным М. И. Гараня (1960), в зоне Урал-Тау на размытой поверхности раннедокембрийского кристаллического основания несогласно залегают юрматинский (метаморфизованные эффузивы и сланцы кувашской свиты, кварциты таганайской свиты, а также существенно сланцевая уреньгинская свита) и каратауский (кварцито-песчаники уйташской свиты) структурные ярусы. Перечисленные свиты полностью сопоставляются с машакской, зигальгинской, зигазино-комаровской, авзянской и зильмердакской свитами Башкирского мегантиклинория.

В отличие от расположенных севернее структур центральной зоны поднятия, Уралтауский мегантиклинорий имеет относительно более спокойный характер складчатости. В нем, наряду с асимметричными, запрокинутыми на запад формами складок, получили широкое развитие крупные открытые складки с нормальным падением крыльев на запад и восток. В общей тенденции постепенного погружения к югу крупных антиклинальных структур, развитых в северной части мегантиклинория, внутри его возникают крупные синклинальные структуры, захватывающие по ширине довольно значительные площади. Тем самым местами создается впечатление о синклинорном строении Уралтауской подзоны, однако это не меняет общего положения, что она представляет собой громадный антиклинорий.

Уфалейский антиклинорий располагается в самой северной части Уралтауского мегантиклинория. Он сложен амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, слюдяными и другими сланцами, условно датированными верхним протерозоем — кембрием. При общей субмеридиональной вытянутости он дугообразно изгибается к востоку.

В районе г. Нижнего Уфалея оба крыла антиклинория падают на восток, западное — под углами $60-80^\circ$, восточное — под углами $20-70^\circ$. В восточном крыле структуры залегает пластовая интрузия варисских гранитов, согласная в своем залегании с вмещающими доордовикскими породами. Более мелкие интрузивные согласные тела плагиигранитов (среднекембрийских) фиксируются местами в западном крыле.

Наиболее крупной из выделенных здесь структур является Кукахтинская антиклиналь, ось которой является, по-видимому, осью Уфалейского антиклинория. Антиклиналь является почти симметричной, западное крыло падает на запад под углом 20° , восточное — на восток под углом 15° . Амплитуда ее близка к 3 км (Кейльман, 1961).

Складки, расположенные к востоку от Кукахтинской антиклинали, имеют пологое падение крыльев и симметричное строение, а для расположенных к западу (Указарская антиклиналь) характерно крутое, до опрокинутого на западных крыльях, залегание пород. Таким образом, напряженность складчатости возрастает с востока на запад. Складчатые структуры осложнены тектоническими нарушениями субмеридионального простирания, протягивающимися на десятки километров.

Внутри Уфалейского антиклинория, кроме отмеченных выше, располагаются массивы и мелкие интрузивные тела, а также многочисленные тонкие инъекции гранитов. Подавляющее большинство этих тел залегает согласно с вмещающими их гнейсами, амфиболитами и сланцами.

Таганайско-Иремельский антиклинорий располагается к юго-западу от Уфалейского антиклинория. В северной части структуры широкое развитие получили породы зигальгинской (таганайской) свиты, слагающие хребты Юрма, Большой, Средний и Малый Таганай, Ицыл и образующие антиклинали, отвечающие названным хребтам. К югу и юго-западу наблюдается погружение шарниров антиклиналей под уг-

лами от 10 до 40°. Западные крылья этих складок падают на запад под углами от 35 до 60°; восточные крылья более широкие, падают на восток под углами от 25 до 45—50°. Синклинали, как и антиклинали, имеют простые открытые, близкие симметричным формы с восточным падением западных и западным падением восточных крыльев.

В южной части структуры располагается Уреньгинская синклиналь, сложенная породами — зигазино-комаровской и авзянской свит (уреньгинской свиты), и характеризующаяся развитием складок с крутоподнятыми крыльями. Западнее выступает, сложенная эффузивами и парасланцами машакской (кувашской) свиты в приосевой части и кварцитами зигальгинской свиты в крыльях, крупная Кувашско-Иремельская антиклиналь, ось которой погружается к северо-востоку и юго-западу. Протяженность ее от южного замыкания в районе горы Иремель до истоков р. Кусы составляет 120—130 км.

Уйташско-Кирябинский синклинорий расположен к югу и к востоку от Таганайско-Иремельского антиклинория, с востока он ограничен Магнитогорским мегасинклинорием. Слагающие синклинорий породы объединенных зигазино-комаровской и авзянской свит (уреньгинская свита), относящиеся к юрматинскому структурному ярусу, к востоку и юго-юго-востоку погружаются под покрывающие их несогласно отложения зильмердакской (уйташской) свиты каратауского структурного яруса.

В северной части структуры, выделенной под названием Уйташской моноклинали (по данным М. И. Гараня), установлен ряд крупных и множество мелких антиклинальных и синклинальных складок, протягивающихся с северо-востока на юго-запад. Некоторые из крупных складок лежат на продолжении структур, развитых в северной части Таганайско-Иремельского антиклинория (на продолжении Малотесьминской синклинали — Веселовская синклиналь, Александровской антиклинали — Миндякская антиклиналь).

В ядрах многих, особенно глубоких, синклиналей (Веселовская, Уйташско-Хребтовая) сохраняются породы зильмердакской (уйташской) свиты. В районе гор Уй-Таш, Круглая, Средняя простирание сложенных докембрийскими породами складок меняется с северо-восточного на юго-восточное и эти складки резко срезаются Таловско-Кемпирсайским глубинным разломом.

К югу от Уйташской моноклинали выделена Кирябинская наложенная синклиналь, сложенная породами кембрийского структурного яруса. Эти отложения лежат резко трансгрессивно на различных стратиграфических горизонтах до зигазино-комаровской свиты включительно и осложнены дополнительными складками с пологим восточным и западным падением под углами 15—30° (по данным О. А. Нестояновой). Восточное крыло синклинали срезано Таловско-Кемпирсайским глубинным разломом.

Заключение

Ход тектонического развития и формирования Центрально-Уральского поднятия в главных чертах подавляющим числом исследователей Урала понимается в настоящее время одинаково, хотя в отношении многих, в том числе и ряда важных деталей этого развития существуют разные представления. Здесь мы остановимся лишь на главнейших моментах этого развития.

Центрально-Уральское поднятие, в основном, сформировалось в результате развития древнего доордовикского подвижного пояса, который можно рассматривать как древнюю уральскую геосинклиналь. В одни

из этапов развития этот пояс характеризовался скорее как внешние зоны геосинклинали или как миогеосинклиналь, в другие этапы он приобретал черты эвгеосинклинали.

Заложившись в бурзянское время (в айскую эпоху) на древнем кристаллическом фундаменте на западном склоне Южного Урала, этот прогиб в дальнейшем — в юрматинском и каратауском этапах, постепенно расширялся к востоку и к западу и распространился на север вдоль современных Центральной зоны и западного склона Урала, а также современного Тиманского поднятия. Как это установлено М. И. Гаранем (1946) и признается всеми уральскими геологами, на Южном Урале (главным образом, в Башкирском мегантиклинории) в конце каждого из этапов — бурзянского, юрматинского и каратауского, происходили тектонические движения, фазы которых названы М. И. Гаранем соответственно бакальской (в конце бурзянского этапа), авзянской (в конце юрматинского этапа) и миньярской (в конце каратауского этапа). Эти движения обусловили развитие вначале простой, но впоследствии постепенно усложнявшейся складчатости в соответствующих структурных ярусах, а также разрывных нарушений, определивших дифференциальное перемещение блоков, в основном, в вертикальном (взбросы и сбросы) и в меньшей степени — в горизонтальном (сдвиго-взбросы и сдвиго-сбросы) направлениях. Большая часть из этих нарушений была ориентирована в общем субмеридиональном (в области Башкирского мегантиклинория в северо-восточном) направлении прогиба и развивавшихся в нем складчатых структур. Наряду с ними, местами возникли и субширотные разрывы. Некоторые из крупных нарушений субмеридионального и северо-восточного простирания, по-видимому, возникли как разломы глубокого заложения, по которым происходило внедрение базальтоидной магмы (габбро-диабазы Кусинско-Копанской группы секущих и пластовых тел, некоторые цепи и группы даек), а также ее кислых дифференциатов (Рябиновские массивы); к Саткинскому разлому приурочен Бердяушский массив рапакиви, возникший в конце бакальской эпохи, в ходе общего поднятия в области Тараташско-Бакальского антиклинория.

Миньярская фаза, по М. И. Гараню, проявлена достаточно отчетливо. В то же время движения этой фазы не завершают развитие всего рифейского (позднедокембрийского) геосинклинального цикла. На это указывает отсутствие сильно выраженной складчатости, внедрения гранитовых масс и процессов гранитизации, а также перестройки структурного плана в более высоких доордовикских структурных ярусах и т. д.

После миньярской фазы движений история тектонического развития Центральной зоны (Урал-Тау) и западного склона (Башкирского мегантиклинория) остается недостаточно выясненной и понимается разными исследователями неодинаково. Отложения криволукской и ашинской серий одними исследователями (Б. М. Келлер) рассматриваются по возрасту как вендские; другие исследователи (М. И. Гарань, Н. П. Гилева) сопоставляют отложения криволукской серии с тереклинской свитой нижнего кембрия, окончательно не решая вопроса о кембрийском или нижнеордовикском возрасте ашинской свиты.

Само наличие тереклинской свиты геосинклинального характера и общность или единство плана ее структуры со структурным планом докембрия Урал-Тау, а также структурное несогласие в налегании ордовика на доордовикские отложения, часто со значительным различием в структурных планах доордовикских (включая тереклинскую свиту) и ордовикско-среднепалеозойских отложений — все это указывает на большие складчатые и разрывные движения, происходившие в Центральной зоне и на западном склоне Южного Урала после раннего кембрия, но

до начала ордовика, т. е. в основном, в среднем и, может быть, частью в позднем кембрии.

На Среднем и Северном Урале по стратиграфическим и структурным взаимоотношениям комплексов и толщ пород также выявляются несколько фаз движений — по границам клыктанской и ослянской, висимской и косьвинской, косьвинской и ашинской свит. Однако увязки этих фаз с выявленными на Южном Урале фазами движений сделать нельзя, так как пока еще не достигнуто надежной корреляции доордовикских толщ Южного Урала, с одной стороны, и доордовикских толщ Среднего, а также Северного Урала — с другой. Как уже отмечалось ранее, вопрос о возрасте доордовикских толщ на Среднем и Северном Урале остается нерешенным и спорным. Соответственно одни исследователи считают, что движения на границе клыктанского и ослянского времени отвечают авзянской фазе, а фиксирующиеся на границе висимской и косьвинской свит отвечают миньярской фазе. Другие геологи видят следы миньярской фазы на границе клыктанской и ослянской свит, относя несогласия на границах висимской и косьвинской, косьвинской и ашинской к проявлениям движений вендского и кембрийского времени. Наконец, третья группа исследователей склонна отнести по возрасту отложения клыктанской, ослянской, висимской и косьвинской свит Среднего Урала, а также отложения щокурьинской, хобеинской и маньинской свит Северного и Приполярного Урала к нижнему и частью к низам среднего кембрия, а отложения ашинской свиты — к ордовика. Соответственно эти геологи рассматривают отмеченные выше стратиграфические и структурные несогласия в доордовикских толщах как проявления кембрийских, в основном, раннекаледонских (салаирских) движений.

Таким образом, не считая окончательно решенным вопрос о возрасте (вендском или кембрийском) отложений криволукской серии, косьвинской свиты и ашинской серии, можно все же уверенно сказать, что в центральной зоне и в прилегающей к ней части западного склона Урала после миньярской частной фазы движений продолжали существовать условия того же подвижного пояса, который возник и развивался в позднекембрийское (рифейское) время. При этом, если в бурзянском и юрматинском этапах этот пояс в значительной степени и на большей его части носил черты переходных (от платформенных к геосинклинальным) прогибов, то уже начиная с каратауского или с вендского времени и в раннем кембрии в центральной зоне прогиб приобрел характер типичной геосинклинали. Полная инверсия этой геосинклинали и мощные складчатые и разрывные движения, а на Приполярном и Полярном Урале интрузии больших масс гранитной магмы происходили, по-видимому, в основном, в среднем (и м. б. частью в конце раннего и в начале позднего) кембрии. Этими большими движениями закончилось развитие древней уральской геосинклинали и образование на ее месте крупного Центрально-Уральского поднятия с формированием в нем крупных антиклинорных структур, а также разделяющих их внутренних синклиналей и седловинных структур. Сформировавшиеся горные складчатые хребты в дальнейшем, преимущественно в позднем кембрии, в разной степени размывались и сглаживались процессами денудации. Позднее, начиная с ордовика, центральная зона и западный склон были областью мюгеосинклинали — внешними зонами Уральской палеозойской (ордовикско-позднепалеозойской) геосинклинали, внутренние зоны которой охватывали в современном делении весь восточный склон Урала и значительную часть Зауралья. В ходе развития и особенно в стадии завершения (общей инверсии и главной — варисской фазы складчатости) этой палеозойской геосинклинали, в зоне Центрально-Уральского

поднятия происходило частичное усложнение описанных выше древних складчатых структур и разломов, образование новых дизъюнктивных нарушений, а также развитие кливажа в доордовикских породах частью согласно, частью дисгармонично по отношению к кливажу, развившемуся в доордовикское время.

ТАГИЛЬСКО-МАГНИТОГОРСКИЙ ПРОГИБ

Тагильско-Магнитогорский прогиб располагается между Центрально-Уральским и Восточно-Уральским поднятиями и протягивается в общем простирании Урала на 2300 км от Байдарцкой губы на Полярном Урале (около 68° с. ш.) до южного окончания Западных Мугоджар (48° с. ш.) на юге. Ширина прогиба меняется от 120—130 км в северных и южных частях до 5—8 км в средней части (в районе ст. Маук — г. Карабаш). Прогиб представляет собой западную структурно-фациальную зону Уральской палеозойской эвгеосинклинали. В литературе он известен под названиями: «зеленокаменная полоса Урала», «главная меденосная полоса Урала», «зеленокаменный синклинорий Урала».

В тектоническом отношении прогиб представляет собой огромную сложноустроенную синклинорную структуру, в которой в целом устанавливается полный разрез палеозойских толщ от нижнеордовикских до среднекаменноугольных, объединяющихся в три структурных яруса — ордовикско-нижнедевонский, среднедевонско-нижнетурнейский, верхнетурнейско-намюрский с выделением соответствующих подъярусов. Не исключается, а скорее наоборот, предполагается наличие кембрийских, в частности, верхнекембрийских отложений в центральных частях прогиба под ордовикскими толщами.

В пределах описываемой территории в прогибе условно выделяются две крупные синклинорные структуры — Тагильская и Магнитогорская. Граница между ними проводится в наиболее узкой части прогиба, находящейся в районе пос. Южная Кузнечиха и отвечающей максимальному воздыманию шарнира прогиба, откуда к северу и к югу происходит его постепенное погружение.

Каждая из этих крупных структур — мегасинклинориев, в свою очередь, осложнена пликативными структурами разных порядков, из которых многие имеют значительные размеры и сложные формы, а также разрывными нарушениями разных видов, размеров и возраста.

Тагильский мегасинклинорий

Тагильский мегасинклинорий входит в описываемую территорию своей большей южной частью от 62° с. ш. на севере до 55° 31' с. ш. на юге. Севернее широты пос. Бурмантово обнажена только западная часть мегасинклинория, палеозойские породы центральной части обнажены лишь по некоторым рекам, а восточное крыло полностью погребено под покровом мезо-кайнозойских отложений, и граница прогиба устанавливается лишь по редким буровым скважинам и по геофизическим данным. Ширина мегасинклинория в этой части составляет 100—120 км. К югу мегасинклинорий постепенно сужается, на широте р. Ис (58° 35') ширина его равна 55—60 км. На этом отрезке вскрыты палеозойские породы западного крыла и центральной приосевой зоны, а породы восточного крыла (в основном серпентиниты, перидотиты и дуниты Серовско-Маукского пояса) выступают из-под покрова мезозойских отложений лишь местами. Еще дальше на юг мегасинклинорий полностью или почти полностью вскрыт на современной поверхности,

если не считать относительно маломощного чехла четвертичных отложений и образований коры выветривания. При этом его крылья в направлении на юг сближаются, ширина уменьшается до 14—15 км на широте г. Свердловска и до 5—8 км в районе ст. Маук и г. Карабаша.

Тагильский мегасинклинорий в его большей южной части является одним из горнопромышленных районов Урала, изучавшихся в течение длительного времени и геологическое строение которых исследовано наиболее детально.

Не считая самых первых этапов этого изучения (первых академических путешествий П. С. Палласа, Б. Ф. Германа, И. И. Лепехина и других, затем исследований Р. И. Мурчисона, сводной карты Гельмерсена и других), можно сказать, что в конце XIX и в дореволюционные годы нашего столетия работами выдающихся исследователей — А. П. Карпинского, Е. С. Федорова, В. В. Никитина, А. М. Зайцева, Л. Дюпарка, Н. К. Высоцкого и других были заложены основы понимания Тагильского мегасинклинория как отдельной зоны весьма широкого развития магматических — эффузивных и интрузивных пород и имеющей сложное складчатое строение.

В советское время степень геологической изученности Тагильского мегасинклинория, как и всего Урала, неизмеримо возросла. В связи с выяснением стратиграфии, возраста слагающих мегасинклинорий осадочных и вулканогенных палеозойских толщ, а также роли магматизма вообще и в разных частях этой зоны, выявлялось и тектоническое строение ее. Уже в 20-е и 30-е годы благодаря исследованиям А. Н. Заварицкого, Д. В. Наливкина, Е. А. Кузнецова, Е. П. МолдавANCEVA, А. В. Пейве, А. Н. Ходалевича, Н. А. Штрейса, Б. М. Романова и других были созданы основы современного представления о геологическом строении «главной зеленокаменной полосы» Урала, как крупной синклинальной структуры, образованной силурийскими и девонскими осадочными и вулканогенными толщами. На западе и на востоке эти толщи прорваны крупными интрузиями габбро-перидотитовой магмы, при этом на западе они образуют огромный Платиноносный пояс, который рассматривался как единая межформационная интрузия ультраосновной, основной и кислой магмы, внедрившейся между древними образованиями свиты «М» (на западе) и силурийско-девонским осадочно-вулканогенным комплексом зеленокаменной полосы (на востоке).

С начала сороковых годов и по настоящее время в пределах Тагильского мегасинклинория непрерывно проводятся планомерные детальные геологические съемки и геологопоисковые работы на медные и железные руды, а также поисково-разведочные работы в рудных районах. Всеми этими работами, а также специальными тематическими исследованиями по вопросам стратиграфии и палеонтологии, петрологии и тектоники существенно уточнены, а по некоторым вопросам (например, по вопросу о геологической позиции Платиноносного пояса) принципиально изменены прежние представления об основных чертах, а также выяснены детали геологического строения мегасинклинория, что в кратком изложении и освещается в приводимой ниже характеристике тектоники этой крупной структуры Урала.

Следует заметить, что отмеченные выше детальные исследования двух последних десятилетий начинались и проводились в большей части на Среднем Урале (от известных железорудных и меднорудных районов — Дегтярского, Кировградского, Тагильско-Кушвинского, Красноуральского) и постепенно продолжались на север. Понятно, что тектоника Тагильского мегасинклинория также лучше изучена в его южной части, чем на Северном Урале, где в настоящее время широко проводятся детальные геологические съемки и геологопоисковые работы на

железные и медные руды разных генетических типов, на бокситы и марганцевые руды, золото и другие полезные ископаемые. В еще меньшей степени выяснена крайняя северная часть мегасинклинория на Приполярном Урале, где эта палеозойская структура почти всюду погребена под покровом мезозоя и кайнозоя и выявляется пока еще при небольшой вскрыше буровыми скважинами и по данным геофизических исследований.

Если по вопросу об общей форме рассматриваемой структуры, как огромного и сложноустроенного синклинория, нет разных мнений, то о его внутреннем строении и ходе развития существовали в недавнее время и существуют сейчас различные представления. Из них наиболее последовательно развитыми и полно освещенными в опубликованных работах являются представления Е. А. Кузнецова (1939, 1941), А. В. Пейве (1947), Н. А. Штрейса (1951) и Б. М. Романова (1949, 1958).

Е. А. Кузнецов рассматривает Тагильскую зону как сложный синклинорий, сформировавшийся в силуре и девоне, ограниченный на западе и востоке интрузиями габбро и перидотитов. При этом сложные складки разных порядков, развитые в крыльях синклинория и опрокинутые в западном крыле на запад и в восточном — на восток, осложнены многочисленными дизъюнктивными нарушениями типа сбросов и сдвигов. Огромный сдвиг северо-западного простириания («Главный северо-западный сдвиг») проходит от широты Кыштыма на северо-запад, разрывает Редвинский и Тагильский габбровые массивы с горизонтальной амплитудой перемещения Тагильского массива в северо-западном направлении на 70 км и уходит в том же направлении далеко в северные районы. Представление Е. А. Кузнецова о существовании крупного северо-западного сдвига оспаривалось А. Н. Заварицким (1941), отрицавшим ведущую роль дизъюнктивных нарушений в структуре «зеленокаменной полосы» и всего Урала.

А. В. Пейве (1947) и Н. А. Штрейс (1951) на основе проведенных ими исследований, охвативших значительные площади, пришли к единому представлению о тектонике и истории развития Тагильского мегасинклинория. «Зеленокаменную полосу» (Тагильский мегасинклинорий) они рассматривали как обособленный самостоятельный геосинклинальный прогиб, возникший в раннем силуре между Центрально-Уральским (на западе) и Исетско-Салдинским (на востоке) крупными геосинклинальными поднятиями и развивавшийся в этих условиях в течение силура и девона. В пределах «зеленокаменной полосы» оба названные исследователя выделили три структурно-фациальные зоны: западную зону прогиба — Кумбинскую, по А. В. Пейве, на Северном и Кабанскую, по Н. А. Штрейсу, на Среднем Урале; срединное поднятие — Петропавловское, по А. В. Пейве, на Северном и Тагильско-Исовское, по Н. А. Штрейсу, на Среднем Урале; восточную зону прогиба — Турьинскую, по А. В. Пейве, на Северном и Красноуральскую, по Н. А. Штрейсу, на Среднем Урале. Срединное поднятие возникло по Н. А. Штрейсу со середины венлока, а по А. В. Пейве — с конца венлока или начала раннего лудлова и развивалось в течение лудловских веков силура и в девоне. По А. В. Пейве, Петропавловское поднятие ограничивалось разломами — Покровским на западе и Крутоловско-Коноваловским на востоке. Тагильско-Исовское антиклинальное поднятие, по Н. А. Штрейсу, возникло как срединный подводный вал, который затем постепенно воздымался и разрастался к западу и к востоку, сливаясь с вновь возникшими меньшими по размерам антиклинальными поднятиями внутри Кабанской и Красноуральской зон прогибов. В различные стадии развития Тагильско-Исовского поднятия на его западном

крыле и в сводовой части возникли и развивались тектонические разломы, тогда как восточное крыло в большей части постепенно опускалось в Красноуральский синклинальный прогиб.

В западной и восточной зонах синклинальных прогибов, так же переживших сложный путь развития, по представлениям Н. А. Штрейса и А. В. Пейве, в течение силура и раннего девона происходили преимущественно вулканические процессы с накоплением мощных покровов лав и пирокластических образований. В то же время в зоне срединного поднятия преимущественно отлагались карбонатные и терригенные осадки. В конце девона, в основном, было закончено формирование всего зеленокаменного прогиба как синклинория и консолидация его с Центрально-Уральским и Исетско-Салдинским поднятиями.

Б. М. Романов, с учетом более широкого обобщения данных по всей Уральской палеозойской геосинклинали, дал иное представление о развитии Тагильского мегасинклинория. Он считал, что в ордовикское время заложился интрагеосинклинальный прогиб, центральная часть которого располагалась там, где позднее возник Платиноносный пояс. В таконскую фазу тектогенеза в этом прогибе возникло центральное поднятие и произошло внедрение ультрабазитовой магмы по глубинным разломам в западном борту прогиба (на границе позитивной и негативной зон). К востоку от центрального поднятия одновременно с ним возник прогиб готландия. В последующем с возникновением центрального поднятия в западной глубокой части готландия в следующую (арденскую) фазу тектогенеза внедряется габбровая магма. В последнюю фазу формирования Платиноносного пояса (в позднем лудлоу и в раннем девоне) внедрялась гранитоидная и сиенитовая магма.

Геосинклинальный прогиб силура и раннего девона, по Б. М. Романову, распространялся далеко на восток. Серовско-Уфалейский перидотитовый пояс не синхроничен Платиноносному, а возник в новый частный — среднедевонско-раннетурнейский цикл тектогенеза по глубинным разломам в западном борту нового интрагеосинклинального прогиба. Только в этот цикл начало формироваться срединное поднятие в широком силуро-раннедевонском прогибе. Этому поднятию отвечают Сысертский, Ильменогорский, Ахуновский и Гумбейский антиклинории. Таким образом, «зеленокаменная полоса» рассматривается как западный фрагмент широкого геосинклинального прогиба силура и раннего девона, состоящий из следующих частей: геосинклинального поднятия на месте ордовикского прогиба (формация Платиноносного пояса); краевого прогиба к западу от этого поднятия; краевого (межгорного) прогиба между этим поднятием и геосинклинальным поднятием среднего и позднего девона; западной части габбро-перидотитовой формации среднего и позднего девона — Серовско-Уфалейского пояса габбро-перидотитовых массивов.

Отмеченные представления Б. М. Романова в большей степени, чем представления А. В. Пейве и Н. А. Штрейса, согласуются с многочисленными фактическими данными, полученными по работам, проведенным в конце сороковых и начале пятидесятых годов. Однако ряд положений в этих представлениях и в его общей концепции по вопросу развития Уральской палеозойской геосинклинали не увязывается с фактами, полученными в последующие годы. К таким фактам относится установление фаунистически охарактеризованного ордовика в зонах, где, по представлениям Б. М. Романова, в ордовикское время располагались геосинклинальные поднятия. То же можно сказать о силурийских и девонских отложениях в ряде зон Среднего Урала. К таким же фактам относится и сонахождение в единых разрезах ордовика, силура и всего девона в зонах, где, по Б. М. Романову, силур должен залегать

несогласно на доордовикских, средний и верхний девон — на ордовикских отложениях. Не согласуются с фактами также представления Б. М. Романова о закономерно распределявшихся во времени и в пространстве (особенно в восточных зонах Урала) частных интрагеосинклинальных прогибов и интрагеоантиклинальных поднятий. Такие прогибы и поднятия развивались далеко не одинаковым и в общем более сложным путем в разных местах и в различное время и обычно не протягивались через весь Урал, а сменяли друг друга в одни и те же эпохи не только в широтном направлении (вкрест простирания), но и в меридиональном (по простиранию).

Возвращаясь к характеристике строения Тагильского мегасинклинория, отметим, что в мегасинклинории хорошо выражены западное крыло, центральная — наиболее погруженная приосевая часть и менее четко выражено восточное крыло.

Западное крыло

Западное крыло Тагильского мегасинклинория на всем его протяжении от верховьев р. Большая Сосьва на севере до пос. Южная Кузнециха на юге выражено полно. Сложенное вулканогенными и частью осадочными (в терригенных и карбонатных фациях) образованиями ордовикско-нижнесилурийского структурного подъяруса, оно представляет собою огромную моноклинальную структуру, имеющую общее восточное падение с углами от 15—20° до 60—70°. Эта структура осложнена то простыми, то очень напряженными и сложными складками и прорвана узкими интрузивными телами перидотитов Салатимского пояса, а также многими крупными массивами габброидных пород, дунитов, пироксенитов и кислых пород габбро-плагиогранитовой и габбро-сиенит-гранитовой ассоциаций, составляющими единый Платиноносный пояс интрузий. С учетом специфики строения слагающих его преимущественно вулканогенных пород ордовика и нижнего силура, западное крыло Тагильского мегасинклинория можно условно рассматривать как западную структурную подзону прогиба. В целом она представляет собой так называемую **Лозьвинско-Ревдинскую моноклинальную структуру**.

В крайней западной части этой подзоны кварцито-песчаники и различные парасланцы и местами полимиктовые конгломераты и в меньшей степени вулканогенные породы основного состава нижнего ордовика местами с явным несогласием (Шунутская периклиналь), а в большей части, по-видимому, со скрытым стратиграфическим несогласием налегают на доордовикские породы Центрально-Уральского поднятия. Далее к востоку, в связи с общим восточным падением этого крыла мегасинклинория, во всех разрезах, последовательно налегая друг на друга, сменяются: нижне-среднеордовикская песчанико-сланцевая толща, средне- и верхнеордовикская терригенно-вулканогенная, верхнеордовикская и ландоверийская толщи основных эффузивов и глинисто-кремнистых сланцев, затем венлокская толща основных и кислых эффузивов с подчиненными им толщами и маломощными прослоями известняков, кремнистых, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев. Эта смена ордовикско-нижнесилурийских толщ в широтном разрезе западного крыла Тагильского мегасинклинория отвечает последовательности их формирования.

При общем моноклинальном залегании и восточном падении ордовикско-нижнесилурийских толщ западного крыла Тагильского мегасинклинория в этом крыле развиты складки разных порядков от крупных, прослеживающихся по простиранию на десятки километров

и имеющих ширину до 4—5 км, до мелкой гофрированности пород. Складки чаще асимметричны с узкими и крутопадающими (50—90°) на запад западными — и более широкими, падающими полого (углы от 20 до 60°) на восток восточными крыльями антиклиналей. Иногда встречаются заброшенные на запад, реже открытые нормальные складки.

Юго-западнее Нижнего Тагила моноклираль осложнена наложенной Висимской синклиналью, которая как бы служит продолжением Уловско-Койвинского синклинория и имеет с последним черты сходства. Синклираль сложена среднедевонскими доломитами с прослоями углистых сланцев и песчаников, залегающих несогласно на верхнеордовикско-нижнесилурийских известняках. Она в сущности имеет двухярусное строение. По верхнему среднедевонскому ярусу синклираль в общих чертах наследует формы нижнего ордовикско-нижнесилурийского, в то же время она более протяженна; на севере и юге среднедевонские толщи залегают прямо на среднеордовикских. Таким образом, в Висимской синклинали видны унаследованность молодой отрицательной структуры и ее явно наложенный характер. Это явление, широко распространенное в центральной зоне и на западном склоне Урала, ясно доказывает существование интенсивных предэйфельских движений в отмеченных зонах. Строение западного крыла Тагильского мегасинклинория и характер складок, развитых в этом крыле, достаточно ясно иллюстрируется разрезами, составленными на основании данных детальных съемок, проведенных в последние годы.

В западной части рассматриваемого крыла Тагильского мегасинклинория от 61° 20' с. ш. на севере до 59° 30' с. ш. на юге в виде узкой прерывистой полосы протягиваются массивы перидотитов, в различной степени серпентинизированных. Эти массивы, вытянутые в общем меридиональном направлении, образуют единый пояс, который получил название Салатимского (по хребту Салатим, сложенному одним из наиболее значительных перидотитовых массивов этого пояса). Перидотитовые массивы и тела рассматриваемого пояса измеряются от нескольких сот метров до 40—50 км по длине и от нескольких десятков метров до 3 км по ширине. По данным геологопоисковых работ, падение этих массивов крутое восточное и вертикальное, реже крутое западное. Местами залегание серпентинитовых тел согласное с вмещающими толщами, но часто они явно прорывают ордовикские и местами ландоверийские толщи, иногда пересекая линейно-удлиненные складки, образуемые этими толщами. К югу от 59° 30' с. ш. четко выраженного продолжения Салатимского перидотитового пояса не устанавливается, если не считать дунитов, верлитов и пироксенитов, развитых в западных частях и в области западных контактов Кытлымского (Косьвинский Камень), Качканарского (Светлый и Вересовый Бор) и Тагильского (гора Соловьева) интрузивных комплексов Платиноносного пояса и, возможно, относящихся к особой ассоциации (дунит-пироксенитовой) ультрабазитов (Ефимов, 1963). По времени образования Салатимский перидотитовый пояс относится к раннему силуру. Основанием датировки служит то, что перидотиты пояса местами прорывают верхнеордовикские отложения и самые нижние части ландоверийской толщи, тогда как верхние горизонты ландовери и венлока нигде ими не прорываются.

Восточнее Салатимского перидотитового пояса, в средней и в восточных частях западного крыла Тагильского мегасинклинория, также в общем меридиональном простирании этого крыла, протягиваются массивы габбро, сопровождающиеся массивами и мелкими телами на западе дунитов и пироксенитов и на востоке — кислыми и субщелоч-

ными (плагииграниты, кварцевые диориты, сиениты, гранодиориты и в меньшей степени — граниты) массивами, образование которых связывается большинством геологов с базальтоидным магматизмом. Цепь массивов всех перечисленных пород на Среднем и Приполярном Урале образует очень четко выраженный пояс, известный под названием Платиноносного.

В пределах описываемой части этого пояса с севера на юг располагаются массивы или точнее интрузивные комплексы: Чистопский, Помурский, Денежкин Камень, Кумбинский, Кытлымский, Павдинский, Качканарский, Тагильский, Ревдинский. Одни из этих массивов в плане имеют удлиненные (в общем простираении пояса) формы, другие (Денежкин Камень, Кумбинский, Кытлымский, Качканарский) имеют оваловидные и неправильные, близкие к изометричным, очертания. Пространственные формы этих массивов, как и всего пояса, остаются далеко невыясненными. Как отмечалось выше, до недавнего времени считалось, что Платиноносный пояс в целом представляет собою межформационную интрузию, внедрившуюся между древними метаморфическими толщами Центральной зоны Урала (свиты «М») и силурийским комплексом вулканогенных пород. Однако детальными геологическими съемками последних лет достаточно надежно выяснено, что, во-первых, свиты «М» как определенного стратиграфического горизонта не существует и в ней ранее объединялись толщи разных возрастов от доордовикских до силурийских включительно и, во-вторых, габбровые массивы Платиноносного пояса на Среднем и Северном Урале залегают в едином ордовикско-нижнесилурийском вулканогенном комплексе, главным образом в нижнесилурийских толщах. При этом массивы располагаются много восточнее границы доордовикских отложений Центрально-Уральского поднятия с ордовикскими отложениями западного крыла Тагильского мегасинклинория и никак не могут рассматриваться в качестве межформационных интрузивных тел.

На современной денудационной поверхности габбровые массивы Платиноносного пояса залегают во вмещающих вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщах в одних местах согласно, но во многих случаях прорывают их несогласно. Некоторая общая конкордантность массивов по отношению к вмещающим вулканогенным толщам была для отдельных массивов установлена работами многих исследователей, в то же время в ряде массивов (в Помурском, Денежкин Камень, Кытлымском, Качканарском и др.) отмечены секущие интрузивные контакты габбро с вмещающими их вулканогенными толщами. По-видимому, в приповерхностных (верхних) частях крупные габбровые массивы Платиноносного пояса и их мелкие сателлиты образуют конкордантные и акордантные факолиты. Как показывают геофизические данные и данные разведочного бурения (в восточной части Качканарского массива, в Баранчинском и Тагильском массивах), с глубиной элементы несогласного прорыва габбровыми массивами вулканогенных толщ силура и ордовика усиливаются.

В целом, по мнению всех исследователей, образование Салатимского и Платиноносного поясов связано с глубинными разломами, развивавшимися в верхних частях земной коры в условиях неравномерного прогибания: быстрых нисходящих движений во внутренних зонах прогиба и относительно медленного опускания или стабильного положения его западных прибортовых частей. С этим предположением увязывается возрастание мощностей вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ к востоку.

Пространственно Платиноносный и Салатимский пояса на Среднем и Северном Урале обособлены, что указывает на независимое их

возникновение и развитие. Вместе с тем местами на Среднем и особенно на Приполярном и Полярном Урале оба эти пояса сближаются и сливаются в один пояс. По-видимому, более поздние габбровые интрузии при своем внедрении использовали те же каналы, по которым ранее внедрялась перидотитовая магма. По данным Ю. Е. Молдаванцева, А. П. Белоусова, А. В. Цимбалюка, на Приполярном и Полярном Урале габбро в ряде мест прорывается перидотитами. Все это свидетельствует об оживлении ранее образовавшегося Салатимского разлома и использовании его на отдельных участках для внедрения интрузии габбро и на повторные интрузии дунито-перидотитовой магмы. Вместе с тем пространственная обособленность поясов на других участках может служить указанием на использование интрузиями Платиноносного пояса также новых разломов, возникших в поздне-силурийское время.

На Среднем и Северном Урале в Платиноносном поясе более или менее надежно устанавливается последовательность формирования и намечается датировка слагающих этот пояс пород. Все габброидные породы (габбро-нориты, оливиновые габбро, нормальное габбро, габбро-диориты), по-видимому, формировались почти одновременно. Все они прорывают ордовикские и нижнесилурийские и частью нижне-лудловские вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи, но нигде не прорывают верхнелудловские и тем более нижнедевонские толщи. По-видимому, по возрасту эти интрузивные породы относятся к позднему силуру, скорее к концу силура.

Дуниты и перидотиты прорывают только ордовикские и нижнесилурийские толщи и сами претерпевают метаморфизирующее влияние габбровой магмы. Они кристаллизовались ранее габброидных пород, но, как говорилось выше, остается неясным комагматичны ли они с перидотитами Салатимского пояса или представляют собой особую ультрабазитовую ассоциацию.

Более поздними образованиями являются кислые породы — кварцевые диориты, плагиограниты и плагиогранодиориты, а также сиениты. Массивы этих пород располагаются, главным образом, в восточных частях Платиноносного пояса, обычно непосредственно к востоку от его габбровых массивов. Формы залегания массивов гранитоидов и сиенитов также остаются по существу еще не выясненными. Местами эти породы залегают согласно в нижне- и реже верхнесилурийских осадочно-вулканогенных толщах, но часто прорывают их с несогласием. Очень часто они прорывают и метаморфизируют также и габброидные породы. На верхний возрастной предел гранитоидов и, по-видимому, близких к ним по возрасту сиенитов указывают находки обломков кварцевых диоритов, плагиогранитов, роговиков, скарнов и магнетитовых руд в конгломератах эйфельского возраста, а также обломков и галек сиенит-порфиоров и микросиенитов в песчаниках эйфеля. Таким образом, гранитоиды и сиениты Платиноносного пояса датируются ранним девонем.

Внутреннее строение интрузивных комплексов Платиноносного пояса различно и весьма сложно. Для ультраосновных частей комплексов характерны концентрические формы строения — вокруг дунитовых ядер располагаются оболочки верлитов и тылаитов, обычно широкие на востоке и узкие на западе. Для основных интрузий в равной мере характерны концентрически-зональное (Денежкин Камень, Кумбинский, Кытлымский, Качканарский, северная часть Тагильского) и линейное (южная часть Тагильского, Ревдинский) строение массивов. Кислые и щелочные интрузии пояса имеют в большинстве линейное

строение. Среди них, особенно часто среди сиенитов Тагило-Кушвинского массива, наблюдаются ксенолиты, сохранившие залегание первичных пород кровли.

Как это было установлено Г. К. Волосюком и позднее подтверждено Е. В. Свешниковой (1959), в Кумбинском массиве падение полосчатости пород направлено от периферии к центру. По Е. В. Свешниковой, массив имеет форму факолита, большая центральная часть которого приурочена к синклинальной складке вмещающих верхнеордовикских и лландоверийских толщ.

Во всех почти концентрических структурах, образующих Кытлымский интрузивный комплекс, местами наблюдаются дискордантные и дисконформные взаимоотношения интрузивных и вмещающих пород. В целом представляется, что Кытлымский интрузивный комплекс, приуроченный к складчатым формам, развившимся внутри прогнутой части западного крыла Тагильского мегасинклинория, имеет форму сложного факолита, переходящую с глубиной в восточной части в форму гарполита. Строение интрузивного комплекса Денежкина Камня в общем аналогично.

Тагильский интрузивный комплекс, так же как другие комплексы, имеет подчиненность в залегании вмещающим породам ордовика и силура. Эта подчиненность отражается в соотношении контуров, а также в ориентировке элементов внутренней тектоники массивов. В то же время массивы комплекса имеют границы то с ордовикскими, то с нижнесилурийскими толщами, чем определяется наличие местных несогласий габбровой интрузии. Для комплекса в целом намечается факолитообразная форма, точнее форма огромного и сложного аккордантного факолита, постепенно погружающегося к востоку. В восточной части эта пластовая интрузия приобретает крутое и почти вертикальное падение, что, может быть, отвечает положению питающего канала интрузии. Внутреннее строение комплекса сложное: в южной части линейное, в северной (Волковский и Баранчинская группа массивов) — концентрическое.

Концентрическое строение массивов можно объяснить приуроченностью верхних факолитовых частей интрузий габбровой магмы к брахисинклинальным структурам вмещающих осадочно-вулканогенных толщ, как это, например, доказывается В. А. Решитько (1963) для Качканарского массива. На основе детального геологического картирования Кытлымского массива А. А. Ефимов (1963) приходит к выводу о внедрении дунитовой и позднее габброидной магмы массива по трубообразным каналам, возникшим в зоне глубинного разлома.

Интенсивная гравитационная ступень к западу от пояса, обусловленная резким падением силы тяжести (в сторону Центрально-Уральского поднятия), указывает на крутое восточное падение тяжелых масс Платиноносного пояса. Вместе с тем повышенное значение гравитационного пояса в Тагильском мегасинклинории, особенно в полосе, прилегающей к Платиноносному поясу с востока, дает основание предполагать о сравнительно неглубоком залегании магматического очага (возможно базальтового слоя земной коры), служившего источником интрузий и вулканитов.

Наряду с пликативными структурами, в западном крыле широко развиты разрывные нарушения. В большей части эти нарушения имеют характер сбросов преимущественно меридионального простирания с крутым восточным падением поверхностей нарушений. Они устанавливаются местами непосредственно по наличию милонитизированных

и дробленых пород в естественных обнажениях и в горных выработках, но чаще предположительно по взаимоотношениям различных толщ. В большинстве случаев это небольшие нарушения с амплитудами от единиц до нескольких десятков метров, но устанавливаются также и более крупные нарушения с большими (вычисленными по выпадению толщ из разрезов) амплитудами.

Вдоль границы Верхнепечорско-Исовского антиклинория и Тагильского синклинория устанавливается серия нарушений, по которым разные толщи ордовика приходят (с востока) в контакт с маньинской свитой, развитой в названном антиклинории. Южнее на продолжении устанавливается Висимский сброс с крутым падением на восток, срезающий западное крыло Тагильского мегасинклинория, вследствие чего разные горизонты ордовика, а также силурийские и среднедевонские толщ приходят в контакт с доордовиковскими отложениями Кваркушко-Каменногорского антиклинория. Западное крыло Тагильского мегасинклинория по этому сбросу опущено, по-видимому, не менее чем на 1300—1500 м.

В южной части мегасинклинория Дегтярско-Уфалейское нарушение (северо-западный сдвиг, по Е. А. Кузнецову) приводит в соприкосновение разные горизонты опущенного верхнесилурийско-нижнедевонского комплекса пород (с востока) с венлокскими и лландоверийскими эффузивами (с запада). Падение плоскости сместителя — крутое восточное. Указарско-Куртинское нарушение типа сброса с падением его поверхности на северо-восток под углами 50—70°, приводит в контакт породы среднего ордовика с докембрийскими метаморфическими породами Уфалейского антиклинория. Крутоярское нарушение типа взброса срезает Ревдинский габбровый массив на юге.

Местами устанавливаются дизъюнктивные нарушения широтного или субширотного простираения с крутым падением поверхностей разрывов на север и на юг. Некоторые исследователи (А. Г. Белов) считают, что широтные и субширотные нарушения со значительными амплитудами играют большую роль в тектонике мегасинклинория или, по крайней мере, отдельных его районов и в распределении некоторых типов рудопоявлений (в частности, колчеданных). Однако существование этих нарушений пока не доказано.

Некоторые из нарушений западного крыла возникли, по-видимому, до интрузий или во время интрузий ультраосновной и основной магмы Салатимского и Платиноносного поясов. Это устанавливается по приуроченности к таким нарушениям мелких интрузивных тел. Другие нарушения явно постмагматические — они развиты местами вдоль контактов массивов и в ряде мест входят внутрь массивов дунитов, габбро и гранитоидов (Ефимов, 1963 и др.).

Таково строение западного крыла Тагильского мегасинклинория. Как мы видели, моноклиальный характер этого крыла с общим восточным падением нарушается развитием в нем многих складок, дизъюнктивных нарушений разных порядков и в сильной степени осложняется крупными и мелкими интрузиями перидотитовой и габбровой магмы. Эти интрузии в наблюдаемых частях (на современном денудационном срезе) подчинены в своем залегании складчатым формам ордовикских и нижнесилурийских толщ и в большей части представляют собою сложные конкордантные и акордантные факолиты, а также акмолитовые и силловые тела. Подводящие каналы интрузий Платиноносного пояса, по-видимому, располагаются ближе к восточным частям этих интрузий, но, возможно, что эти каналы относительно неглубоки.

Центральная подзона

Центральная подзона Тагильского мегасинклиория сложена ниже-верхнелудловскими, ниже-средне- и частью верхнедевонскими и нижекаменноугольными вулканогенными и осадочными породами. Приосевые части мегасинклиория сложены наиболее молодыми образованиями. На севере (к северу от пос. Бурмантово около 62° с. ш.) в них развиты верхнедевонские и нижекаменноугольные отложения, которые в стороны крыльев последовательно сменяются среднедевонскими, нижедевонскими, верхнелудловскими и нижнелудловскими породами. К югу от пос. Бурмантово в приосевой части довольно широкой (до 25 км) полосой картируются среднедевонские отложения. Эта полоса далее на юг постепенно сужается, и в районе широтного течения р. Лобвы среднедевонские породы уступают место нижедевонским и силурийским отложениям. Еще южнее, до широты дер. Починок ($57^{\circ} 50'$ с. ш.) в тех же приосевых частях преобладающим развитием пользуются верхнесилурийские или верхнесилурийско-нижедевонские отложения. Местами из-под верхнесилурийских толщ, также в приосевой части, выходят венлокские вулканогенные породы, которые в большей части развиты в крыльях мегасинклиория. В районе между поселками Верхняя и Нижняя Тура вновь на небольшой площади развиты среднедевонские породы. Отмеченное распространение пород различного возраста указывает на постепенное воздымание шарнира мегасинклиория, в пределах описываемой его части, с севера на юг. На фоне общего воздымания и ундуляций шарнира мегасинклиория к югу, в ряде районов возникают более резкие воздымания и погружения его шарнира, чем обусловлено образование в центральной подзоне довольно значительных замыкающихся по простиранию антиклинальных и синклинальных складок.

Общее простирание пород в центральной подзоне Тагильского мегасинклиория меридиональное. В западной части подзоны, как и в западном крыле мегасинклиория, преобладает восточное падение. При этом обычно западные крылья антиклинальных складок менее развиты, чем восточные; западные крылья антиклиналей падают круче на запад под углами от 30 до $65-70^{\circ}$, восточные, более широкие крылья, падают на восток с углами от 10 до $40-50^{\circ}$. Иная картина наблюдается в восточной части подзоны. На севере описываемой территории, в восточной части центральной подзоны мегасинклиория, устанавливаются как нормальные складки с пологими и крутыми падениями на запад и на восток, так и запрокинутые к западу. К югу от р. Ляли заметно преобладают, а к югу от р. Туры почти исключительно развиты складки, наклоненные на запад с восточным, обычно крутым падением как западных, так и восточных крыльев. Таким образом, уже в центральной подзоне ясно устанавливается асимметричная форма мегасинклиория, осевая плоскость которого круто ($60-80^{\circ}$) падает на восток.

Наряду с пликативными формами нарушений в центральной подзоне Тагильского мегасинклиория широко развиты дизъюнктивные нарушения типа сбросов и взбросов (крутых надвигов), в меньшей степени развиты сдвиги-сбросы. Поверхности этих нарушений чаще имеют меридиональное и близкое к нему простирание и круто падают на восток, но иногда они вертикальны или круто падают на запад. Во взбросах обычно восточные блоки приподняты и несколько надвинуты на западные. Амплитуды дизъюнктивных нарушений определяются от нескольких десятков до многих сотен метров. Из более мелких нарушений обращают на себя внимание многочисленные нару-

шения широтного и субширотного, а также северо-западного и северо-восточного простирания, представляющие собой сбросы, сдвиго-сбросы и сдвиги. Плоскости этих нарушений обычно вертикальны или круто падают к югу и к северу.

В центральной подзоне Тагильского мегасинклинория выделяются крупные синклинали и антиклинальные формы (рис. 16), осложненные складками и разрывными нарушениями разных порядков.

Ивдельская мегасинклиналь протягивается в меридиональном направлении на 325 км от р. Лопсии на севере до пос. Яборовка на юге и имеет ширину от 5 до 35 км. Сложена она верхнесилурийскими, девонскими и в северной части нижнекаменноугольными вулканогенными, осадочно-вулканогенными, терригенными и осадочными отложениями.

Во многих местах на западе и во внутренних синклиналях устлавливается стратиграфически несогласное налегание среднедевонских (эйфельских) отложений на более древние — нижнедевонские и верхнесилурийские. Местами намечается угловое или азимутальное несогласие в залегании пород нижнего (ордовикско-нижнедевонского) и верхнего (среднедевонско-нижнетурнейского) структурных ярусов. Характер границ верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений (в северной части структуры) остается в сущности невыясненным.

В описываемой мегасинклинали выделяются осложняющие ее синклинали и антиклинали меньших, но еще значительных размеров (по длине от 10 до 70 км, по ширине от 2 до 25 км), которые в свою очередь, осложнены еще более мелкими складками разных порядков. Наиболее значительными из осложняющих мегасинклиналей складчатых форм являются: Суеват-Паульская (северо-северо-восточнее пос. Усть-Манья), Вижай-Устьманьинская (северо-западнее пос. Бурмантово), Устьтошемская (в 15 км западнее Ивделя), Шегультанская и Кальинская (на продолжении Устьтошемской к югу) синклинали и Святогорская (в 3 км восточнее пос. Усть-Шегультан), Коноваловская (в 3 км восточнее г. Североуральска), Богословская (восточнее г. Карпинска) и другие антиклинали.

По форме и характеру строения перечисленные структуры и осложняющие их более мелкие складки в подавляющем большинстве являются прямыми, открытыми с относительно пологим (от 15 до 50°) нормальным падением крыльев на восток и на запад и обычно с пологой ундуляцией их шарниров. Все они вытянуты в субмеридиональном направлении, но степень сжатости их различна. В северной, наименее изученной, части мегасинклинали на востоке складки представляются наиболее широкими (шириной от 25 км — Суеват-Паульская синклиналь) с более пологим нормальным падением крыльев, на западе они более сжаты (шириной до 10—15 км — Вижай-Устьманьинская, Устьтошемская синклинали, Турватская, Малотальтийская антиклинали), местами с более крутым падением крыльев и с элементами асимметрии и слабой наклоненностью осевых плоскостей к западу. К югу все складчатые структуры приобретают большую сжатость, становятся более узкими. Крылья их падают также в большей части нормально, но несколько круче (от 40 до 50°); они в большей степени приближаются к складкам линейного типа (Шегультанская и Кальинская синклинали, Святогорская, Богословская и другие антиклинали) и в большей степени осложняются разрывными нарушениями. Кроме того, мегасинклиналь осложняется Волчанской и Богословско-Веселовской наложенными мульдами, выполненными триас-юрскими угленосными отложениями.

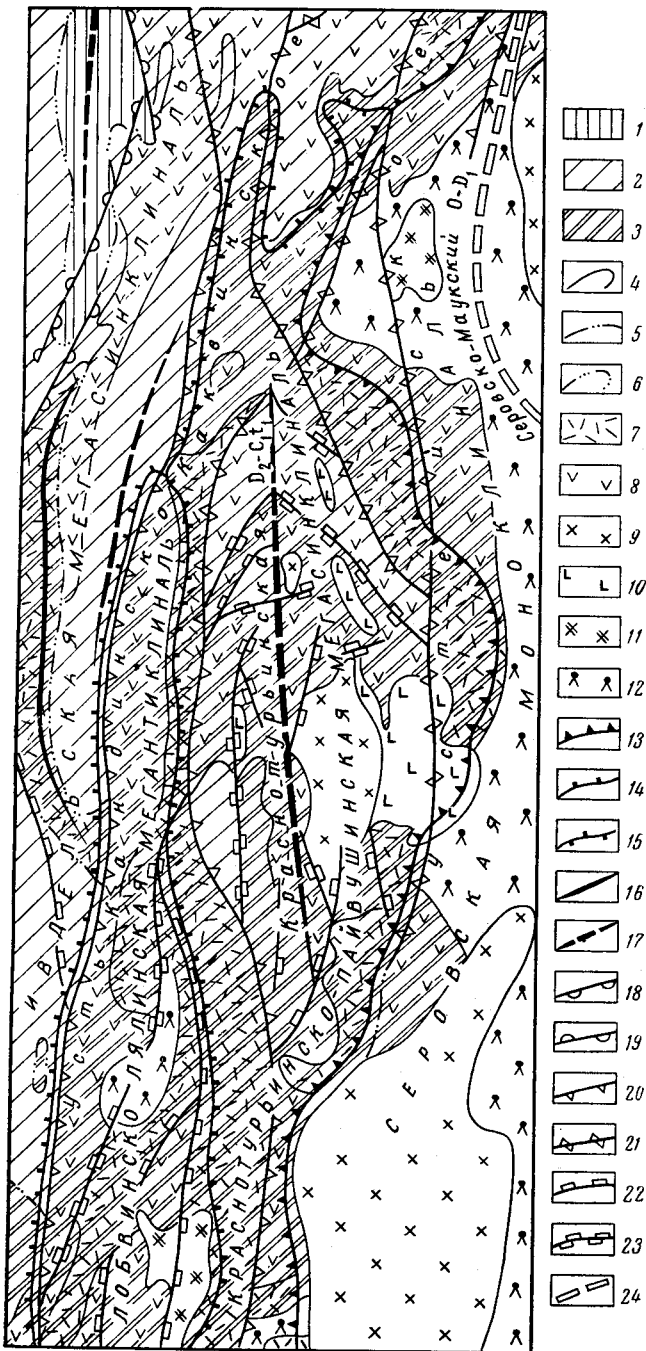


Рис. 16. Схема тектоники северной части Краснотурьинско-Пайвущинской мегасинклинали

1 — триасово-нижнеюрский структурный ярус; 2 — среднедевонско-нижнетурнейский структурный ярус; 3 — ордовикско-нижнедевонский структурный ярус; 4 — нормальные границы структурных ярусов; 5—6 — границы структурных ярусов с глубиной разрыва или величиной перерыва (5 — от 100 до 1000 м, 6 — свыше 1000 м); 7 — вулканогенные породы кислого и щелочного состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования; 8 — вулканогенные породы основного, местами основного и кислого состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования; 9 — кислые интрузии среднего-позднего девона; 10 — основные и средние интрузии того же возраста; 11 — кислые интрузии силура — раннего девона; 12 — ультраосновные интрузии того же возраста; 13—15 — границы структур (13 — антиклинальных и синклинальных III порядка; 14 — то же, IV порядка, 15 — IV порядка между смежными синклинальными структурами); 16 — осевые линии антиклинальных структур; 17 — то же, синклинальных; 18 — среднеолигоценово-миоценовые разрывные нарушения наклонные; 19 — то же, невыясненного падения; 20 — позднепалеозойские разрывные нарушения наклонные; 21 — то же, вертикальные; 22 — среднедевонско-раннетурнейские разрывные нарушения, наклонные; 23 — то же, вертикальные; 24 — глубинные разломы, фиксируемые ультраосновными интрузиями

Среднепалеозойские осадочно-вулканогенные толщи, слагающие мегасинклинали, прорываются многочисленными в северной и единичными в южной ее частях согласными пластовыми и силловыми, а также несогласными секущими, дайкообразными и неправильными по форме интрузивными телами диабазов и габбро-диабазов, а к югу от Устьтошемской синклинали небольшими массивами диоритов неправильной и пластообразной формы. Часть этих интрузивных тел датируется как средне- и позднедевонские, другие — как раннекаменноугольные. По-видимому, эти интрузивные образования комагматичны девонским и раннекаменноугольным эффузивам. Образование их связано с более или менее непрерывно возникавшими (в девоне и раннем карбоне) многочисленными разломами, полостями расслоения и трещинами в вулканогенных и осадочных толщах среднедевонско-нижнетурнейского структурного яруса.

Значительная роль в тектоническом строении Ивдельской мегасинклинали принадлежит дизъюнктивным нарушениям. Одно из крупных нарушений — Устьманьинско-Бурмантовское — срезает восточные крылья Вижай-Устьманьинской и Устьтошемской синклиналей и служит на значительном своем протяжении границей палеозойских и мезозойско-кайнозойских образований. Оно прослеживается в меридиональном направлении от р. Лопсии на севере и почти до г. Серова на юге. Падение сместителя вертикальное или крутое восточное, реже крутое западное. По данным С. Д. Рабинович, по этому нарушению местами отмечаются надвиги девонских образований на марганцевоносные отложения палеоцена. Время заложения нарушения, вероятно, относится к позднему палеозою, последующие обновления в зоне разлома происходили в послепалеоценовое время.

Другое крупное нарушение — Крутоловско-Волчанский надвиг — прослеживается на севере от широты пос. Усть-Шегультан и до пос. Волчанка на юге. Он имеет меридиональное простирание и восточное падение. Вдоль линии надвига известняки нижнего лудлоу надвинуты на известняки верхнего лудлоу — нижнего девона «петропавловской свиты», эйфельские известняки надвинуты на живетские; в восточном борту Волчанской мульды известняки среднего девона надвинуты на триас-юрские образования. По-видимому, этот разлом заложился в конце девона или начале карбона, но был обновлен в среднеолигоценно-миоценовое время.

Южнее пос. Волчанка Ивдельская мегасинклинали сужается, здесь ее восточная половина срезана Устькандинско-Каквинским нарушением сложного, достаточно еще не расшифрованного характера. Плоскость его смещения имеет на севере крутое падение, а у р. Волчанки — вертикальное и южнее Турьинского пруда — крутое ($60-70^\circ$) восточное. Это нарушение приводит в соприкосновение породы венлока, располагающиеся восточнее сброса, с отложениями верхнего и среднего девона и верхнего силура — нижнего девона. По Н. С. Лисову амплитуда вертикального смещения достигает 3 км, горизонтального — на широте Карпинска — 9—10 км.

Триасово-нижнеюрские отложения в наложенных мульдах также осложнились, по-видимому, в среднеолигоценно-миоценовое время мелкой складчатостью и разрывными нарушениями с амплитудами от метров до 100—150 м. По данным Ю. С. Каретина (1965), представляющимися достаточно доказательными, эти нарушения образуют густую сеть, обуславливающую своеобразный чешуйчато-блоковый характер строения угленосных отложений. Такого же характера нарушения названный исследователь усматривает и в палеозойских толщах

района Богословско-Веселовской депрессии (в частности, на запад от нее), однако, это представление является значительно менее обоснованным. Крупный Богословский надвиг (район г. Карпинска), по которому известняки среднего девона надвинуты на триасово-юрские отложения и породы верхнего силура — нижнего девона надвинуты на образования среднего девона, имеет восточное падение под углами $30\text{--}40^\circ$ и амплитуду вертикального смещения $350\text{--}400$ м у р. Талицы и более 1 км — к востоку от г. Карпинска.

Помимо упомянутых дизъюнктивных нарушений в Ивдельской мегасинклинали широко развиты мелкие нарушения типа сбросов и крутых надвигов с амплитудой от 10 до 300 м.

Лобвинско-Лялинская мегантиклиналь располагается между южной частью Ивдельской и Краснотурьинско-Пайвушинской мегасинклинали и протягивается почти меридионально, от широты г. Краснотурьинска на севере до ж.-д. ст. Маломальск на юге, на 110 км, имея ширину от 3 до 15 км. Сложена мегантиклиналь преимущественно венлокскими эффузивами основного и кислого состава, меньшим развитием пользуются нижнелудловские эффузивы андезитового и андезитобазальтового состава, верхнелудловско-жединские трахитовые порфиры и трахибазальтовые порфириты и их туфы, а также лландоверийские кремнисто-глинистые сланцы, слагающие ядра наиболее глубоко вскрытых антиклинальных складок (район пос. Старая Ляля). Мегантиклиналь в северной части имеет характер простой линейной антиклинальной складки, осложненной разрывными нарушениями. Залегание слагающих ее толщ устанавливается по немногим замерам: в сводовой части — горизонтальное или падение на восток под углом $5\text{--}8^\circ$, в западном крыле — западное падение под углом $23\text{--}35^\circ$, в восточном — восточное под углом в среднем 30° . К югу от р. Каквы в этой структуре залегает Верхне-Катасьминский массив серпентинитов, а к юго-востоку — Лобвинский массив гранодиоритов, плагиогранитов и диоритов. Формы массивов по существу не выяснены. С запада описываемая часть мегантиклинали осложнена упомянутым выше Устькондинско-Каквинским, а с востока — Каквинским и Балечкинским нарушениями, секущими породы венлока и верхнего силура — нижнего девона. Каквинское нарушение протягивается в юго-западном направлении от р. Каквы, ниже устья р. Балечкиной, падение сместителя близко к вертикальному, вертикальная амплитуда смещения — $500\text{--}700$ м, приподнятое восточное крыло сдвинуто на север примерно на 3 км. Балечкинский сброс имеет меридиональное простирание и проходит восточнее Каквинского нарушения. Падение сместителя — восточное под углом 80° , амплитуда вертикального смещения $160\text{--}180$ м. Опущено восточное крыло. Оба нарушения затухают в районе р. Лобвы.

К югу от р. Лобвы, наряду с линейными структурами, появляются брахискладчатые формы (район пос. Старая Ляля, гора Караульская и др.). В этой части мегантиклинали выделяются: Устьполовинкинская синклинали и Чумкоснинская антиклиналь. Устьполовинкинская синклинали имеет северо-западное простирание и сложена породами верхнего силура — нижнего девона, к которым приурочен массив плагиогранитов и кварцевых диоритов. В юго-восточном направлении эта складка сливается с Краснотурьинско-Пайвушинской мегасинклиналью. Западное крыло ее имеет северо-восточное и восточное падение под углом $30\text{--}45^\circ$, а восточное — падает на запад под углом 20° и осложнено Поздняковским надвигом. Расположенная восточнее Чумкоснинская антиклиналь сложена андезито-дацитовыми порфиритами и альбитофирами венлока, в южной части она оконтуривается породами верхнего лудлоу — нижнего девона.

Краснотурьинско-Пайвушинская мегасинклиналь располагается восточнее Лялинско-Лобвинской и Красноуральской мегантиклиналей и протягивается на 205 км от реки Волчанки на севере до г. Н. Тагила на юге. Ширина структуры от 3 км на юге до 15 км на севере. Сложена она, в основном, породами верхнесилурийско-нижнедевонского и среднедевонского подъярусов. В основании верхнего лудлоу и среднего девона отмечаются стратиграфические несогласия.

Мегасинклиналь имеет асимметричное строение, осевая плоскость ее несильно запрокинута на запад. Западное крыло падает на восток под углами от 30 до 70°, восточное — круто (60—90°) на запад и на восток. В целом для мегасинклинали характерно общее воздымание ее шарнира к северу и к югу, что местами нарушается появлением мелких наложенных синклинальных структур, выполненных среднедевонскими отложениями.

В пределах мегасинклинали устанавливается ряд секущих даек, согласные жилы и силлы диабазов и габбро-диабазов, реже мелкие неясной формы интрузивные тела кварцевых диоритов, габбро, а также диабазов. Мегасинклиналь осложнена довольно значительными по размерам складчатыми формами разных порядков. Наиболее крупные из них: Краснотурьинская (породы западного крыла падают на восток под углами от 10 до 40°, восточное крыло, к северо-востоку от г. Краснотурьинска, имеет падение на юго-запад, а на р. Какве — на северо-запад под углами 10—75, чаще 25—45°), Актай-Новотуринская (удлиненной формы, в северной части симметричного строения с падением крыльев под углами 10—35°, на широте р. Туры — асимметричной формы с падением крыльев на восток — западного под углом 20—50°, восточного — 60—90°), Восточно-Ржищенская и другие синклинали; Серебрянская, Калугинская (с восточным падением обоих крыльев под углами 50—60°), Богомоловская и другие антиклинали, осложненные, в свою очередь, более мелкими складками. Так, к одной из них — Ауэрбаховской антиклинали, осложняющей Краснотурьинскую синклиналь, приурочен одноименный интрузивный массив, сложенный в центре гранодиоритами, а по периферии — кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами и диоритами. На общем фоне согласного залегания массива в антиклинальной складке часто устанавливаются крутые и вертикальные контакты массива при пологих (15—50°) падениях вмещающей кобленцкой толщи (рис. 17). В восточном крыле Краснотурьинской синклинали залегают массивы габбро, габбро-диоритов и диоритов, прорывающих все породы, включая и нижнеэфельские.

Весьма широко в мегасинклинали, особенно в ее северной части, проявилась разрывная тектоника. Наиболее крупные из нарушений Краснотурьинский сброс и Устейский разлом. Краснотурьинский сброс имеет (Н. С. Лисов и др.) вертикальное или крутое восточное падение, амплитуда вертикального смещения от 1 до 2,5 км, горизонтального — от 1 до 3 км. Время его заложения (как и большинства других разломов синклинали) среднедевонско-раннетурнейское с обновлением части из них в позднем палеозое. Устейский разлом имеет вертикальное или крутое восточное или западное падение с амплитудой смещения от 200—250 м на севере, до 1200—1500 м — на юге. Между указанными разломами, а также южнее, у пос. Лосинского, в районе р. Туры, с Балакино и других, развиты многочисленные крупные и мелкие дизъюнктивные нарушения преимущественно типа сбросов (в западной части) и взбросов (в восточной части). Наиболее крупные из них прослеживаются в меридиональном направлении на 10—15 и 20 км и имеют амплитуды смещений по вертикали до нескольких сотен метров (Н. С. Лисов и др.). Этими разломами, а также меньшими по размерам и параллель-

ными им нарушениями обусловлено на некоторых участках развитие ступенчато-блоковых, блоково-чешуйчатых и линзовидных структур. В этих нарушениях, особенно в нарушениях меридионального простирания, наряду с перемещениями по вертикали, усматриваются элементы сдвиговых горизонтальных перемещений от единиц и десятков метров до нескольких километров, по Н. С. Лисову даже до нескольких десятков километров.

Туринско-Тагильская мегасинклиналь протягивается на 220 км при ширине 3—25 км от р. Нясымы на севере до дер. Починок на юге и располагается между Лозьвинско-Ревдинской моноклиальной струк-

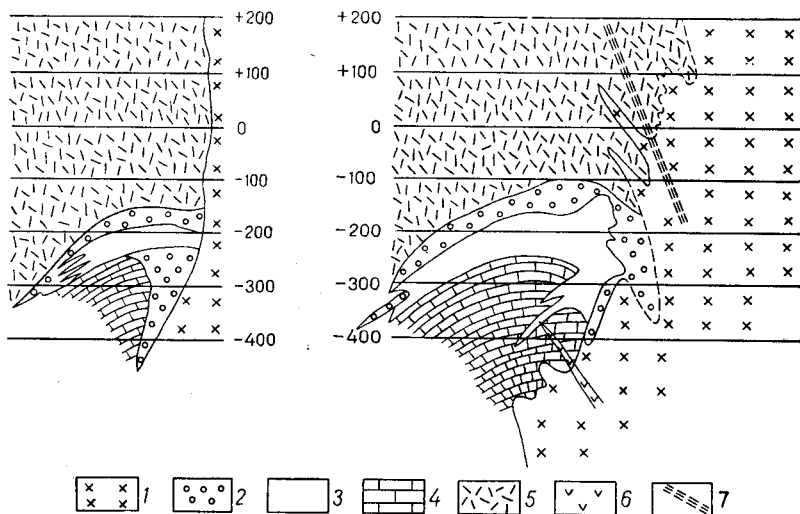


Рис. 17. Контакт диоритов Ауэрбаховского массива с вмещающими толщами; месторождение Новая Песчанка (по А. И. Усенко)

1 — диориты; 2 — скарны; 3 — магнетитовые руды; 4 — известняки; 5 — роговообманково-плагноклазовые порфиры андезитового состава, их туфы, слоистые туфофанки и туффиты; 6 — диабазовые порфиры; 7 — зоны сланцеватости

турой на западе и Краснотуринско-Пайвушинской мегасинклиналью на востоке. Сложена она относящимися к верхнесилурийско-нижнедевонскому структурному подъярусу ордовикско-нижнедевонского структурного яруса вулканогенными образованиями базальтового, андезитобазальтового и трахитового состава с подчиненными им прослоями и линзами известняков, песчаников и сланцев. Нижний — ордовикско-нижнесилурийский структурный подъярус того же структурного яруса представлен лишь нижнесилурийскими (венлокскими) основными и частью кислыми эффузивами с прослоями известняков, выступающими в ядрах некоторых антиклиналей. Породы, относящиеся к вышележащему среднедевонско-нижнетурнейскому структурному ярусу, представленные среднедевонскими известняками, конгломератами, песчаниками и кремнисто-глинистыми сланцами, залегают на образованиях верхнесилурийско-нижнедевонского структурного яруса трансгрессивно в нескольких наложенных синклиналях.

В северной части (севернее г. Кушва) Туринско-Тагильская мегасинклиналь представляет собою сравнительно широкую (15—25 км) открытую синклинальную структуру. Слагающие ее породы сравнительно слабо дислоцированы и образуют брахиформные или слабо вытянутые в меридиональном направлении складки с падением крыльев от 15 до 45° (Нясьминская, Западно-Бушуевская, Елкинская антиклиналь, Восточно-Луковская, Маломальская синклинали). Приосевая часть

мегасинклинали в районе дер. Мостовой осложнена наложенной Мостовской синклиналью, образованной осадочными породами среднего девона и состоящей из двух синклинальных складок и разделяющей их антиклинали более высокого порядка.

В описываемой мегасинклинали часто проявляется гармоничность основных элементов тектоники нижнего (S_2-D_1) и верхнего (D_2) структурных подъярусов, вследствие чего время формирования мегасинклинали определяется как послесреднедевонское.

В районе к северо-востоку от д. Мостовая на среднедевонских и подстилающих их верхнесилурийско-нижнедевонских отложениях развита Мостовская депрессия, выполненная рэт-лейасовыми дислоцированными (с падением слоев до $15-20^\circ$) угленосными отложениями. Глубина этой наложенной мульды $150-200$ м и только в двух участках — $300-350$ м. Подобно Копейской, Волчанской и другим депрессиям она представляет собой депрессию тектонического происхождения. Грабенообразный ее характер наиболее отчетливо выражен в восточной части, где в контакте мезозойских и палеозойских отложений происходит дизъюнктивное нарушение типа взбросов (Смехуновско-Лайский разлом).

К югу от г. Кушвы мегасинклиналь заметно сужается, в связи с чем постепенно, а в районе Н. Тагила и южнее в значительной мере меняется и характер ее строения. На широте г. Кушвы и чуть южнее мегасинклиналь имеет пологое восточное падение ($10-35^\circ$) западного крыла и крутое до 80° восточное и западное, а также вертикальное падение восточного крыла. Западное крыло прорывается здесь габброидными породами и сиенитами Тагильского интрузивного комплекса. К югу от с. Лая западное крыло падает под разными углами в общем более круто, чем в северной части, а в ряде мест очень круто (до 80°) на восток. Восточное крыло всюду имеет крутое то западное, то чаще восточное, а местами вертикальное (углы $75-90-80^\circ$) падение. Таким образом, даже в центральной подзоне Тагильский мегасинклинорий проявляет явные черты асимметрии и запрокинутости на запад. Осложняющие мегасинклиналь складки разных порядков приобретают характер узких линейных, нередко изоклинальных, запрокинутых на запад складок субмеридионального простираения, дополнительно осложненных многими сбросами и взбросами (крутыми надвигами), также субмеридионального простираения с крутым падением на восток; местами устанавливаются субширотные нарушения, плоскость сместителей в которых падает круто на юг или на север и нередко вертикально. Амплитуды нарушений в большей части небольшие — от единиц до десятков и до $100-120$ м, но в некоторых они значительны — достигают нескольких сот метров.

Наиболее четкий линейный характер, резко выраженную асимметричную форму и сложное строение вся мегасинклиналь и осложняющие ее складки приобретают в районе к югу от Нижнего Тагила (в районе поселков Левихи, Верхнего Тагила, дер. Починок и до г. Дегтярска). В этой части описываемой структуры все породы часто в значительной степени рассланцованы — эффузивы основного и среднего состава превращены в порфиритоиды и зеленые сланцы, кислые эффузивы — в порфириоиды и кварцево-серицитовые сланцы. Из осложняющих мегасинклиналь в этой ее части складок наиболее крупными являются: Нижне-Тагильская антиклиналь, Восточно-Нижнетагильская синклиналь и др.

Разрывные нарушения в пределах мегасинклинали, заслуживающие упоминания, это Смехуновско-Лайский разлом, группы гороблагодатских, восточно-кушвинских, высокогорских и других нарушений

типа сбросов и взбросов, нарушения в районе г. Дегтярска (по Е. А. Кузнецову, северо-западный сдвиг).

Смехуновско-Лайский разлом протягивается в меридиональном направлении от р. Большой Именной на севере до Н. Тагила на юге. Восточное крыло мегасинклинали, сложенное нижнелудловскими породами, на всем простирании разлома надвинуто по крутопадающей ($50-80^\circ$) на восток поверхности на центральную приосевую часть мегасинклинали, сложенную верхнелудловско-нижнедевонскими вулканогенными образованиями (ортофировая толща), среднедевонскими осадочными породами, а также (в Мостовской депрессии) рэт-лейасовыми отложениями. Местами разлом разветвляется, причем, образуются узкие грабенообразные блоки ортофировой толщи и среднедевонских отложений.

К югу от дер. Починок шарнир Тагильского мегасинклинория испытывает воздымание и вновь заметное его погружение отмечается только в Полевском районе.

Красноуральская мегантиклиналь располагается к юго-востоку от Туринско-Тагильской мегасинклинали и протягивается на 135 км при ширине 2—10 км от широты ст. Маломальской на севере до широты пос. Карпушиха на юге. Сложена она нижнесилурийскими, в основном, венлокскими основными и кислыми эффузивами, в различной степени измененными. В основе это линейная, асимметричная структура, осевая плоскость которой наклонена (запрокинута) на запад и падает круто ($70-85^\circ$) на восток. Западное крыло ее также в большей части падает на восток под углами $75-90^\circ$, реже оно имеет крутое западное падение с углами от 60 до 85° , восточное крыло падает на восток под углами $45-70^\circ$. Местами устанавливаются изоклинальные складки с крутым восточным падением крыльев и осевых плоскостей.

Разведочными работами на Красноуральских колчеданных месторождениях, на месторождениях им. III Интернационала, Болтовом и других установлено наличие дизъюнктивных нарушений типа сбросов и взбросов с амплитудами от нескольких метров до 250—300 м и с поверхностями, обычно крутопадающими на восток.

Массивы плагиогранитов, широко развитые в районе Красноуральска и южнее, приурочены, в основном, к центральным частям мегантиклинали и к осложняющим ее антиклинальным складкам. Красноуральский дискордантный плагиогранитовый массив имеет штокообразную форму—западный и восточный контакты его падают круто, соответственно на запад и восток. К югу (в районе с. Балакино) массивы плагиогранитов имеют более удлиненную форму, залегание их частью согласное со сланцеватостью, а местами и со слоистостью вмещающих пород. Возможно, они имеют формы акмолитов, которые в верхних горизонтах часто переходят в пластообразные залежи типа согласных или акордантных факолитов. Кроме плагиогранитов в ряде мест развиты габбро и габбро-диориты, образующие мелкие тела, чаще согласные со сланцеватостью и реже с напластованием вмещающих пород, а иногда и резко несогласные штокообразные и дайкообразные; падение всех этих тел крутое, восточное и западное, местами вертикальное. Как и в других структурах Тагильского мегасинклинория, здесь довольно часто устанавливаются разрывные нарушения типа взбросов и сбросов, имеющие преимущественно восточное падение и небольшие амплитуды. В районе г. Дегтярска шарнир Тагильского мегасинклинория испытывает встречное воздымание, центральная подзона мегасинклинория сильно сужается (до сотен метров), а восточное крыло, запрокинутое на запад, в ряде мест надвигается по крутопадающим на восток взбросам и перекрывает эту подзону.

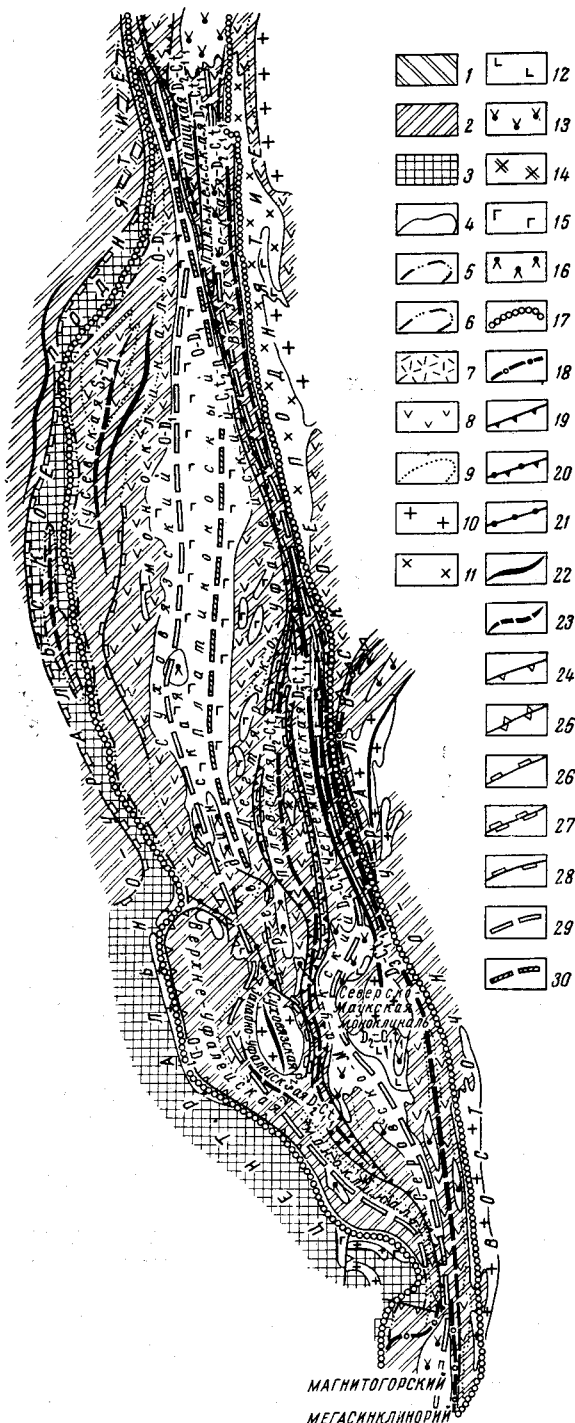


Рис. 18. Схема тектоники южной части Тагильского мегасинклино-рия

1 — среднедевонско-турнейский структурный ярус; 2 — ордовикско-нижнедевонский структурный ярус; 3 — верхнепротерозойско-кембрийский этаж; 4 — нормальные границы структурных ярусов и границы интрузивных пород; 5 — 6 — границы структурных ярусов с величиной перерыва или глубиной размыва (5 — от 100 до 1000 м, 6 — свыше 1000 м); 7 — вулканогенные породы щелочного состава; 8 — вулканогенные породы основного и среднего, местами связанные с ними вулканогенно-осадочные образования и зеленые сланцы; 9 — границы вулканогенных образований; 10 — граниты и гранитоиды позднего палеозоя, 11 — кислые интрузии среднего-позднего девона; 12 — основные и средние интрузии позднего девона; 13 — ультраосновные интрузии позднего девона; 14 — кислые интрузии силура — раннего девона; 15 — основные и средние интрузии того же возраста; 16 — ультраосновные интрузии того же возраста; 17—21 — границы структур (17 — I порядка, 18 — II порядка, 19 — III порядка синклинальных, 20 — то же, смежных моноклинальных, 21 — IV порядка моноклинальных); 22 — осевые линии антиклинальных структур; 23 — то же, синклинальных; 24 — позднепалеозойские разрывные нарушения, наклонные; 25 — то же, вертикальные; 26 — позднетурнейско-намюрские разрывные нарушения, наклонные; 27 — то же, вертикальные; 28 — то же, невыясненного падения; 29 — глубинные разломы, фиксируемые интрузиями ультраосновной магмы; 30 — глубинные разломы, фиксируемые интрузиями основной магмы

К югу от г. Дегтярска мегасинклиний вновь постепенно расширяется (рис. 18), образуя в его центральной части довольно крутую и сложную структуру — **Полевскую мегасинклинали**. Она протягивается с севера на юг на 55 км, при ширине 2—5 км, от г. Дегтярска через пос. Северский, г. Полевской до г. Верхний Уфалей. Слагающие ее отложения верхнесилурийско-нижнедевонского структурного подъяруса представлены туфами и лавами основного состава, трахитовыми порфирами, сланцами и мраморизованными известняками. Местами во внутренних антиклиналях в ней появляются нижнесилурийские измененные эффузивы основного и кислого состава и парасланцы с прослоями мраморов.

Строение Полевской мегасинклинали довольно сложное. Ее западное крыло в целом падает сравнительно полого на восток (от 15—20 до 50°), а в осложняющих крыло складках на восток и на запад более круто (30—75°). Восточное крыло в большей части падает круто (75—90°) на восток и реже на запад. Элементы явной асимметрии мегасинклинали, также наклон ее осевой плоскости к западу проявляются достаточно отчетливо. Следует отметить, что асимметрия Полевской мегасинклинали не создает асимметрии в строении всего южного окончания Тагильского мегасинклинория, поскольку оба крыла мегасинклинория здесь падают во внутрь, западное полого на восток, а восточное на запад в сторону от Сысертского гранито-гнейсового массива.

Осложняющие мегасинклинали складки разных порядков в северной части узкие, удлиненные линейные с крутым падением крыльев на восток. К двум восточным из них приурочены интрузивные массивы гранодиоритов и кварцевых диоритов. В средней части, где вся мегасинклинали расширяется, осложняющие эту часть структуры складки также более широкие и нередко приближаются по форме к брахискладкам с относительно пологим (от 20 до 50°) падением крыльев; синклинали складки большей частью выполнены трахитовыми порфирами верхнего лудлоу — нижнего девона. В южной части по мере сужения мегасинклинали (сближения ее крыльев) внутренние складки опять приобретают резко удлиненную форму (с восточным крутым падением крыльев), переходя далее, в области Карабашского синклинория, в типичные линейные складки.

Из большого числа дизъюнктивных нарушений, развитых в Полевской мегасинклинали и имеющих по преимуществу характер крутопадающих (преимущественно на восток) сбросов и взбросов, следует отметить два наиболее значительных. Одно из них прослеживается вдоль восточной границы Полевской мегасинклинали и восточного крыла Тагильского мегасинклинория, в этой его части с ССЗ от г. Дегтярска на ЮЮВ до широты г. В. Уфалей и далее на юг. Это Дегтярско-Уфалейское нарушение, установленное и выделенное ранее Е. А. Кузнецовым (1933, 1939), как западная часть зоны «северо-западного сдвига», по данным детальных геологических съемок последних лет, представляет собой серию нарушений преимущественно взбросового, сдвиго-взбросового и частью сбросового характера с крутым восточным и вертикальным падением поверхностей смещения, с амплитудами относительных перемещений блоков по вертикали и по горизонтали (сдвиговый элемент) от единиц и десятков до нескольких сотен метров.

Другое крупное нарушение — Полевское — отходит на севере (южнее г. Дегтярска) от Дегтярско-Уфалейского и прослеживается с севера на юг, ограничивая Полевскую мегасинклинали с запада, до г. В. Уфалей, где вновь сливается с Дегтярско-Уфалейским. Полевское нарушение представляет собой сброс с крутым восточным падением плоскости смещения, по которой западное крыло Полевской мегасинкли-

нали опущено (по отношению к широкому Ревдинскому крылу Тагильского мегасинклинория в этой его части) от 150 до 450 м.

Наличием Дегтярско-Уфалейского и Полевского нарушений определяется общий грабен-синклинальный характер Полевской мегасинклинали.

Восточное крыло

Восточное крыло Тагильского мегасинклинория рассматривается как восточная структурная подзона мегасинклинория, существенно отличающаяся по своему строению от западного крыла и центральной приосевой подзоны. Крыло само по себе представляет крупное и весьма сложное сооружение. В большей части оно запрокинуто на запад, слагающие его осадочно-вулканогенные толщи нижнего силура и в меньшей степени верхнего силура и нижнего девона падают круто (под углами от 70 до 85°) на восток, местами вертикально и реже — круто (60—90°) на запад. Тем самым определяется общая асимметрия и запрокинутость на запад всего Тагильского мегасинклинория. Соответственно, в большей части восточного крыла мегасинклинория развиты напряженные складки разных порядков (по преимуществу мелкие), часто приближающиеся к изоклинальным, с крутым падением крыльев на восток; местами (к западу от Верх-Исетского, Сысертского антиклинориев) западные крылья антиклиналей падают круто на запад.

В ряде мест на Северном Урале (к востоку от г. Серова и ж. д. ст. Марсяты), где рассматриваемое крыло погребено под покровом мезозойских и кайнозойских отложений, по геофизическим данным и единичным скважинам намечается общее относительно пологое падение всего крыла на запад. По-видимому, осадочно-вулканогенные толщи, слагающие здесь это крыло, менее дислоцированы и образуют сравнительно простые складки, чем в более южных районах.

Отчасти такая же картина устанавливается на участках крыла, где к востоку, в области Восточно-Уральского поднятия, намечаются широтные седловинные погружения между крупными антиклинальными структурами — на широтах Кировграда, Северского и к югу от широты г. Верхнего Уфалея. В этих местах, в сущности, описываемое восточное крыло как бы прерывается, а Тагильский мегасинклинорий сообщается через упомянутые седловины с внутренними синклинальными структурами Восточно-Уральского поднятия.

Характерной особенностью восточного крыла является то, что на всем его простирании в 450 км — от широты ст. Марсяты до ст. Маук, слагающие его осадочно-вулканогенные толщи прорываются серпентинизированными перидотитами (гарцбургитами) и дунитами. В большей северной части от ст. Марсяты на севере до широты г. Невьянска на юге — на протяжении 275 км серпентиниты образуют непрерывный пояс, ширина которого меняется от 3 до 15 км. Южнее пояс также почти непрерывно прослеживается в виде крупных (Верх-Нейвинского, Пильненского, Полдневских, Уфалейского) и небольших (Верхне-Тагильских, Дегтярских и др.) массивов, а также мелких интрузивных залежей и силлов.

Представление о приуроченности данного перидотитового пояса к глубинному разлому впервые было выдвинуто А. В. Пейве (1947), который назвал разлом Зауральским. В дальнейшем разлом разными исследователями назывался Серовско-Невьянским, Серовско-Уфалейским или Серовско-Маукским. Последнее название за этим разломом и приуроченным к нему поясом ультрабазитов (с учетом прослеженности его до ст. Маук на юге) сохраняется и в данном описании. Пред-

ставление о приуроченности уральских ультрабазитовых поясов и групп массивов к зонам глубинных разломов получает в Серовско-Маукском поясе наиболее отчетливое подтверждение в виде многих геофизических и геологических данных.

В магнитном поле Серовско-Маукский пояс четко выражен сравнительно высокими значениями вертикальной составляющей и на магнитной карте — полосой интенсивных положительных аномалий. Расчеты по магнитометрическим данным указывают на крутое восточное и вертикальное падение ультрабазитов и базитов на глубину до 4—6 км. С этим согласуются также расчеты и отстройка отдельных профилей по гравиметровым данным (Ананьева, Дорофеев, 1963). Данные сейсмических исследований В. С. Дружинина, И. Д. Соболева и других по Свердловскому профилю указывают на возможное пересечение Серовско-Маукским поясом всей земной коры от поверхности Мохоровичича до современной денудационной поверхности.

Из геологических данных, указывающих на приуроченность Серовско-Маукского пояса ультрабазитов к глубинному разлому, следует прежде всего отметить то обстоятельство, что при резкой линейной удлиненности и протяженности пояса на многие сотни километров он пересекает многие крупные и мелкие складчатые структуры осадочно-вулканогенных толщ (на широте г. Краснотурьинска и южнее, в широтном течении р. Туры, в северной и южной частях Полевской мегасинклинали и в других местах). Несогласные прорывы серпентинизированными перидотитами вмещающих вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщ силура и нижнего девона устанавливаются и непосредственно по данным бурения в районе к востоку и к юго-востоку от г. Краснотурьинска, к востоку от Ауэрбаховского рудника, в районе ст. Анатольской, в Верх-Нейвинском и Пильненском массивах, а также в западном контакте Уфалейского массива.

В целом, таким образом, Серовско-Маукский пояс перидотитов, приуроченный к глубинному разлому, представляется в виде гигантской дайки, идущей от мантии и пересекающей всю земную кору, при этом в верхних частях это дайковое тело приобретает гарполитовую и более сложные формы. Наряду с несогласным пересечением осадочно-вулканогенных толщ, в верхних частях намечаются ответвления от описываемого главного тела ультрабазитов, часто в виде пластовых залежей, согласных и акордантных факолитов, а также мелких силлов. Наиболее четко проявляются такие фоколитобразные формы ответвлений в районе ст. Анатольской и к северо-востоку от нее (в сторону г. В. Салда и г. Н. Салда), а также в районах г. Верх-Нейвинска, Северского и г. Полевского, г. В. Уфалея.

В районе к северо-востоку и востоку от г. Краснотурьинска возраст ультрабазитов Серовско-Маукского пояса определяется как раннесилурийский, по прорывам ультрабазитами венлокских толщ и по наличию галек серпентинитов в конгломератах основания верхнелудловско-жединской толщи (Н. С. Лисов). В более южных районах ультраосновные породы того же пояса прорывают верхнесилурийские и нижнедевонские отложения (Полевской, Уфалейский и другие районы), что указывает на послераннедевонский возраст пород этого пояса. Представляется наиболее вероятным, что Серовско-Маукский глубинный разлом возник в середине силура (в раннем лудлоу) на Северном и в северной части Среднего Урала. В дальнейшем в среднем и позднем девоне и, может быть, в самом начале карбона в тех же частях разлома возобновлялись движения, а весь он постепенно распространился к северу и к югу. Развитие и формирование разлома сопровож-

далось внедрением ультрабазитовой (дунино-гарцбургитовой) магмы с больших глубин (от мантии).

За пределами описываемой территории, на севере, продолжение Серовско-Маукского пояса намечается по цепи магнитных аномалий. К югу от ст. Маук, как бы на продолжении Серовско-Маукского пояса ультрабазитов (с некоторым смещением к западу) и в такой же тектонической позиции (в восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория) располагается Сугомакско-Кацбахский глубинный разлом и приуроченный к нему одноименный пояс ультрабазитов. Этот последний в своей южной части несогласно прорывает и пересекает толщи нижнекаменноугольных отложений. Если рассматривать оба названные пояса ультрабазитов как единый, общий глубинный разлом, то можно сказать, что на всем его протяжении, более чем 1400 км, в разных частях он развивался в широких возрастных пределах от начала позднего силура (м. б. от конца раннего силура) до раннего карбона включительно.

В ходе развития движений в зоне Серовско-Маукского разлома в эпохи их возобновления, по более мелким разломам, развивавшимся по обеим сторонам главного разлома, внедрялась основная (габброидная), а местами и кислая магма. Именно этой структурной приуроченностью интрузий ультраосновной, основной и частью кислой магмы к единому крупному разлому можно, по-видимому, объяснить сонахождение ультрабазитов, габбро, плагиогранитов и гранодиоритов. Относительно небольшие массивы и мелкие интрузивные тела габброидных, а также кислых пород в этой зоне установлены в районе к СВ и ЮВ от г. Серова, на широте г. Кировграда, несколько севернее и южнее ее, в районе г. В. Уфалея и других местах. По возрасту основные и кислые интрузивные породы охватывают в целом тот же диапазон времени, что и ультрабазиты.

Кроме глубинного Серовско-Маукского разлома, в восточном крыле Тагильского мегасинклинория устанавливается ряд крупных (по протяженности и амплитудам смещения) и многочисленные мелкие разрывные нарушения. Преобладают нарушения меридионального простирания. Чаще это крутопадающие на восток взбросы с надвиганием по ним восточных блоков на западные, а также сбросы вертикального и крутого западного падения с амплитудами от единиц до сотен метров. В некоторых из этих нарушений наблюдается и горизонтальное перемещение, что позволяет рассматривать эти нарушения как сдвигосбросы и сдвиго-взбросы. Величины горизонтальных перемещений определяются также от единиц до сотен метров, а местами, возможно, до 1,5—2 км.

Отметим теперь некоторые черты строения отдельных частей восточного крыла Тагильского мегасинклинория.

Значительная северная часть описываемого крыла мегасинклинория, условно называемая Пыновской моноклиалью, погребена под покровом мезо-кайнозойских отложений (мощностью 150 м). Данная моноклиаль сложена нижнесилурийскими и верхнесилурийско-нижнедевонскими и частью, видимо, среднедевонскими отложениями, а также интрузивными массивами основных и в меньшей степени — ультраосновных и кислых пород. Общее падение крыла здесь, по данным геофизики и отдельных скважин, западное, относительно пологое. Моноклиаль осложнена складками, видимо, в большей части сравнительно простыми, а также Кедровским разломом глубокого заложения с приуроченной к нему цепью массивов габбро.

От устья р. Лявдинки до р. Актая протягивается Серовская моноклиаль, сложенная вулканогенными и осадочными, часто метаморфи-

зованными породами силурийско-нижнедевонского возраста, а также широко развитыми образованиями: серпентинизированными ультрабазитами Устейского и Серовского массивов, гранитоидами Ларьковского и других массивов и отдельными интрузивными телами кислых пород. Почти вся моноклинал за исключением западной части Устейского и части Серовского массивов скрыта под покровом мезозойско-кайнозойских отложений. Устейский массив имеет, по-видимому, сложную форму: в северной части он прорывает вмещающие его вулканогенные и туфогенные толщи венлока, в южной — наряду с этим намечается согласное залегание серпентинитов во вмещающих толщах. Массив в западной части осложнен Чернореченским и Устейским разрывными нарушениями. Серпентиниты Устейского массива прорываются гранитоидами Ларьковского массива, имеющими, как установлено по данным геофизики, вертикальные или близкие к нему падения контактов. Серовский массив серпентинитов характеризуется вытянутой в меридиональном направлении формой. Южнее и юго-западнее г. Серова серпентиниты этого массива прорываются гранитоидами.

К югу от р. Актая выделяется Карелинская моноклинал, которая также вмещает одноименный массив серпентинитов Серовско-Маукского пояса, залегающий в нижнесилурийских парасланцах и в эффузивах основного и кислого состава, а также в осадочно-вулканогенных породах верхнего силура — нижнего девона. Моноклинал имеет протяженность 45 км при ширине 2—10 км. Характер складок неясен из-за плохой обнаженности. Падение серпентинитов здесь крутое западное, частью восточное и местами вертикальное. Кроме серпентинитов, в этой части моноклинали известны мелкие массивы габбро и плагиогранитов. Южнее р. Емеха серпентиниты прорваны и метаморфизованы позднепалеозойскими гранитами.

Южнее Карелинской моноклинали располагается Восточно-Красноуральская моноклинал, сложенная нижнесилурийскими эффузивами, имеющими меридиональное простирание и, по-видимому, крутое — до вертикального, преимущественно восточное падение. Одноименный массив серпентинитов несогласно пересекает наложенные и дислоцированные толщи палеозоя. Массивы габброидных пород тянутся прерывистой полосой вдоль западного контакта серпентинитов, прорывая последние. По-видимому, габбровая магма, внедрившаяся позднее перидотитовой, использовала при своем внедрении периферические части и текстурные поверхности контактов крутопадающей перидотитовой интрузии, приуроченной к глубинному разлому.

Анатольская моноклинал располагается к югу от р. Катабы, где она фиксируется не только полосой развития нижнесилурийских толщ, но и одноименным массивом серпентинитов. Моноклинал осложняется рядом более мелких структур, среди которых выделяются: антиклинал западнее пос. Новый Асбест, имеющая форму асимметричной складки с падением западного крыла круто на запад, а восточного — более полого на восток и синклинал в районе пос. Шилово. Сложность строения Анатольской моноклинали усиливается большим количеством массивов габбро и более кислых интрузивных пород, окаймляющих массив серпентинитов, местами несогласно его прорывающих.

Продолжением описываемого крыла мегасинклинория на юг является сложенная нижнесилурийскими породами Верх-Нейвинская моноклинал, к которой приурочен одноименный массив серпентинитов. Моноклинал сильно осложнена антиклинальными и синклиналными складками. К одной из них — антиклинали Рогаткиной Ямы — приурочены массивы габбро горы Ежовой и серпентиниты Верхнетагильского массива. На юге эта антиклинал фиксируется вулканогенными образо-

ваниями венлока, западное крыло ее падает круто ($80-85^\circ$) до вертикального на запад, местами на восток, восточное крыло — несколько положе ($55-70^\circ$) на восток. В восточной части Верх-Нейвинского массива серпентиниты в своем залегании подчинены складчатым структурам и образуют сложные факолиты, от которых ответвляются мелкие силлы и местами дайкообразные тела. Центральная и западная части этого массива, по-видимому, приурочены к глубинному разлому.

Расположенная южнее Дегтярская моноклинал имеет преобладающее крутое ($75-80^\circ$) восточное до вертикального падение слагающих ее ландоверийских парасланцев и венлокских метаморфизованных эффузивов. Дегтярская моноклинал осложнена линейными складками разных порядков и знаков и дизъюнктивными нарушениями. Наиболее значительные по размеру складки: Талицкая синклиналь с крутопадающими крыльями, выполненная венлокскими эффузивами; Пильненская антиклиналь, сложенная ландоверийскими парасланцами с крутопадающими, в основном, на восток и вертикальными крыльями; Вязовская синклиналь с развитыми в ней венлокскими порфиритоидами и зелеными сланцами. Серпентиниты образуют в этой моноклинали ветвящиеся силовые, а также мелкие факолитовые тела, чаще падающие круто на восток или вертикально. Дизъюнктивные нарушения в Дегтярской моноклинали (в основном, на Дегтярском колчеданном месторождении) по своему характеру относятся к сбросам и взбросам, имеющим вертикальные или крутые восточные и западные падения. Амплитуды их колеблются от сантиметров до нескольких десятков, а местами и сотен ($250-300$) метров. Многие из этих нарушений лежат на продолжении друг друга, а в совокупности образуют целую зону, которая прослеживается в общем простирании пород далеко на ЮЮВ от Дегтярска (до ст. Маук и южнее).

Северско-Маукская моноклинал представляет крайнюю южную часть восточного крыла Тагильского мегасинклинория. Она протягивается с ССЗ от пос. Северского на ЮЮВ через ст. Полдневую до ст. Маук и несколько южнее и на всем этом протяжении является общим крылом: восточным для Тагильского мегасинклинория и западным для Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория, относящегося к Восточно-Уральскому поднятию. Общая длина всей структуры 25 км, ширина от 5 до 16 км. Почти всюду Северско-Маукская моноклинал сильно осложнена узкими и резко линейно-удлиненными в общем простирании всей структуры складками разных порядков. Наиболее значительные из них — Черемшанская антиклинальная и Ольховская синклинальная. Черемшанская антиклиналь сложена ландоверийскими парасланцами (с граптолитами), подчиненными им зелеными сланцами и мраморизованными известняками; Ольховская синклиналь — порфиритоидами, порфиридами и зелеными сланцами венлока и лишь местами (в наиболее глубоких частях синклиналей) — лудловскими и нижнедевонскими туфогенными сланцами, парасланцами и известняками (с криноидеями нижнего девона). Черемшанская антиклиналь запрокинута на запад.

Дегтярская и Северско-Маукская моноклинали представляют собою зону весьма интенсивного развития разрывных нарушений. Впервые на сильное развитие дизъюнктивных нарушений в этой части Урала обратил внимание Е. А. Кузнецов, выделивший и описавший ее как зону единого «северо-западного сдвига» или сбросо-сдвига с амплитудой перемещения по горизонтали (со сдвигом восточного блока на СЗ или западного на ЮВ) на 70 км и по вертикали (с опусканием восточного блока) на 3 км (Кузнецов и Захаров, 1926; Кузнецов, 1933, 1939). Более поздними детальными работами подтвердилось наличие

большого количества дизъюнктивов в этой зоне, но эти нарушения носят, в основном, характер взбросов и сбросов, а не составляют единого сдвига, что и было в свое время отмечено А. Н. Заварицким (1941).

В районе пос. Северского (а также к северу и к югу от него) происходит сопряжение Тагильского и Свердловского мегасинклинориев, разделенных севернее Верх-Исетским антиклинорием. В этом сопряжении ландоверийские толщи Дегтярской моноклинали огибают с юга Верх-Исетский антиклинорий и переходят в восточное крыло этого антиклинория, являющегося здесь в то же время и западным крылом Свердловского мегасинклинория, подходящего сюда с северо-востока. Вместе с тем, восточное крыло Свердловского мегасинклинория огибает с запада Сысертскую антиклинальную структуру (с подчиненным ей одноименным гнейсово-гранитным комплексом) и сливается с западным крылом этой структуры, составляя вместе с юго-восточным крылом Тагильского мегасинклинория, до южного окончания последнего в районе ст. Маук. Это сопряжение осложняется отмеченными выше, а также развитыми в Свердловском мегасинклинории дизъюнктивами.

Заканчивая на этом характеристику строения восточного крыла Тагильского мегасинклинория, отметим, что наличие в нем Серовско-Маукского глубинного разлома и приуроченного к разлому интрузивного перидотитового пояса осложняет строение крыла, но в то же время более отчетливо подчеркивает единство крыла. Именно восточная граница названного перидотитового пояса и принята в качестве восточной границы всего Тагильского мегасинклинория.

Магнитогорский мегасинклинорий

Магнитогорский мегасинклинорий является южным продолжением Тагильского и также представляет собой крупную и сложную синклинальную структуру. Основная часть его отделяется от Тагильского мегасинклинория сравнительно узким (4—8 км) Карабашским синклинорием, который в одинаковой мере можно отнести как к Тагильскому, так и к Магнитогорскому мегасинклинорию. В данном очерке он условно отнесен к Магнитогорскому мегасинклинорию.

К югу от Карабашской структуры (на широте пос. Михеевка и северного берега оз. Тургояк) Магнитогорский мегасинклинорий резко расширяется, а на широтах Магнитогорска, пос. Кизильского, пос. Баймак ширина его достигает 105—110 км; в районе г. Орска и южнее он вновь сужается до 30—35 км, продолжаясь далее на юг в западных Мугоджарах, до полного погружения Уральской складчатой системы под покров мезозойских и кайнозойских отложений Прикаспийской синеклизы, Северо-Устьуртского и Челкарского прогибов. Общая длина мегасинклинория в этих границах составляет 900 км.

На западе описываемый мегасинклинорий граничит с Уралтауским мегантиклинорием Центрально-Уральского поднятия, граница между ними дугообразно отгибается на запад в соответствии с довольно отчетливо выраженным таким же изгибом всей Уралтауской структуры и изменением общего простирания пород в западной части Магнитогорского мегасинклинория. Эта граница довольно отчетливо проводится по стратиграфическим несогласиям между доордовикскими образованиями Уралтауского мегантиклинория, с одной стороны, и ордовикскими, а также среднепалеозойскими отложениями Магнитогорского мегантиклинория — с другой. Еще более четко она фиксируется вытянутыми в направлении самой границы интрузиями перидотитовой магмы, приуроченными к крупному длительно развивавшемуся (от силура до карбона) Таловско-Кемпирсайскому глубинному разлому, а также сопря-

женными с ним крупными и мелкими дизъюнктивными нарушениями.

Граница Магнитогорского мегасинклинория на востоке с Восточно-Уральским поднятием прослеживается от ст. Маук до пос. Ларино (и несколько южнее) в направлении на юго-запад и далее на юг примерно в меридиональном направлении с отклонениями от него на отдельных участках. Эта граница является в значительной мере условной потому, что восточное крыло синклинория и западное крыло Восточно-Уральского поднятия на многих участках являются общими, а также вследствие сопряжения (слияния) внутренних для этого поднятия синклинальных структур со структурами Магнитогорского мегасинклинория. Эта граница, таким образом, является аналогичной восточной границе Тагильского мегасинклинория.

Первые отрывочные сведения о породах, развитых в пределах Магнитогорского мегасинклинория, как и большей части Южного Урала, относятся к концу XVIII и к первой половине XIX столетия и принадлежат известным исследователям — П. С. Палласу, И. И. Лепехину, Е. И. Гофману, Г. П. Гельмерсену, Р. И. Мурчисону, Э. Вернейлю, А. Кейзерлингу и другим. Данных о строении описываемого мегасинклинория и смежных зон в этих сведениях еще почти нет.

Во второй половине XIX и в начале нашего столетия в результате исследований Н. Г. Меглицкого, А. А. Антипова и особенно А. П. Карпинского, затем И. А. Морозевича, Д. Н. Николаева и других стало известно, что в пределах мегасинклинория широко развиты среднепалеозойские, в том числе вулканогенные зеленокаменные породы, образующие различные складки и в целом довольно сложную совокупность их. В известной мере эти данные нашли отражение в некоторых обобщающих работах.

Уже первые геологические исследования после Октябрьской революции, выполненные Л. С. Либровичем, Н. Н. Дингельштедтом и другими, заложили прочную основу стратиграфии палеозойских образований Магнитогорского мегасинклинория и впервые дали возможность составить правильное представление о нем, как о крупной и сложной синклинорийной структуре. Эти представления и особенно разработанные схемы стратиграфии в главном не утратили своей ценности до настоящего времени, они в дальнейшем расширялись и уточнялись как теми же авторами (Л. С. Либрович и др.), так и многими другими исследователями.

В последующие годы советского периода в пределах Магнитогорского мегасинклинория проводились геологические съемки и поисковые работы на железные и медные руды и другие полезные ископаемые, а также исследования по стратиграфии, магматизму и тектонике. Данные этих исследований помещены в ряде опубликованных работ и статей, а также нашли отражение на сводных геологических картах и в тектонических построениях и схемах (Пейве, 1945; Херасков, 1948; Горский, 1948; Нестоянова, 1959 и др.).

Занимая в структуре Урала такое же положение как и Тагильский мегасинклинорий — между Центрально-Уральским и Восточно-Уральским поднятиями, Магнитогорский мегасинклинорий имеет, в общем, сходное с Тагильским строение. Представления разных исследователей о строении мегасинклинория в главных чертах существенно не расходятся. В то же время, в вопросах развития и формирования Магнитогорского мегасинклинория единого представления нет. Одни исследователи склонны видеть Магнитогорскую зону на всей истории существования и развития этой зоны в палеозойское время, начиная с ордовика и тем более с силура, в виде обособленного геосинклинального прогиба.

Другие считают, что Магнитогорская зона в ордовике и силуре представляла собой западную часть более широкого геосинклинального прогиба, начавшую обособляться, в основном, с конца среднего девона в ходе развития эвгеосинклинали и ее дифференциации, выразившейся образованием Восточно-Уральского поднятия к востоку от зоны. Второе представление в материалах детальных съемок последних лет находит большее подтверждение.

Магнитогорский мегасинклиний сложен палеозойскими породами от ордовикского до среднекаменноугольного возраста. Преимущественным развитием в нем пользуются силурийские, девонские и нижнекаменноугольные осадочные и вулканогенные толщи. Последние сборы и определения органических остатков из посленаюрских отложений в центральной части мегасинклиория (в Кизильской подзоне) указывают на возможность наличия среди этих, преимущественно среднекаменноугольных отложений, также верхнекарбонных и даже нижнепермских осадков, однако этот вопрос еще окончательно не решен. Ордовикские и нижнесилурийские толщи развиты в тех частях крыльев, которые прилегают к соседним поднятиям — Центрально-Уральскому и Восточно-Уральскому и редко в крупных антиклинальных структурах внутри мегасинклиория. Самые молодые из палеозойских отложений — верхнепалеозойские развиты главным образом в погруженных частях центральной подзоны и местами устанавливаются в отдельных глубоких синклиналях, развитых в крыльях Магнитогорской структуры.

Наиболее значительные и отчетливо выраженные перерывы и стратиграфические несогласия в разрезе палеозойских толщ устанавливаются в раннем девоне (по выпадению всего или части нижнего девона и налеганию эйфельских отложений на силурийские), в раннем турне (по выпадению нижнетурнейских отложений из разреза в западном и особенно в восточном крыле мегасинклиория), а также местами в начале среднего карбона (по наличию обломочных, видимо, базальных слоев среднего карбона и налеганию их на разные толщи нижнего карбона). Значительно слабее проявляются угловые несогласия, хотя местами они все же устанавливаются. В самое последнее время работами Башкирского и Оренбургского геологических управлений доказано, что в обоих крыльях на юге мегасинклиория и в большей части всего западного крыла устанавливается выдержанное стратиграфическое несогласие в основании живетского яруса. Однако, глубина этого размыва или возрастной диапазон перерыва, видимо, небольшие. Живетские отложения в этих частях мегасинклиория залегают с размывом на разных горизонтах эйфельского яруса, но четких угловых несогласий не выявлено. Такого же характера стратиграфические несогласия устанавливаются на границе среднего и верхнего девона (в основании мукасовской свиты кремнистых сланцев и колтубанской свиты основных эффузивов). На значительной части восточного крыла отсутствуют отложения зилаирской свиты, датируемые в других частях мегасинклиория фаменом и нижним турне. Однако, отрицать наличие в восточном крыле возрастного аналога зилаирской свиты, возможно предоставленного здесь вулканогенными образованиями, нельзя.

Имеющиеся данные позволяют, таким образом, с большей долей уверенности выделить в пределах Магнитогорского мегасинклиория следующие структурные ярусы, разделенные стратиграфическими и местами угловыми несогласиями: ордовикско-нижнедевонский; среднедевонско-нижнетурнейский с среднедевонским и верхнедевонско-нижнетурнейским структурными подъярусами; верхнетурнейско-намюрский с верхнетурнейско-нижневизейским и средневизейско-намюрским струк-

Рис. 19. Разрезы через Магнитогорский мегасинклинорий. А — на широте пос. Вознесенска — пос. Ларино; Б — на широте оз. Карагайское — Ахуновский гранитовый массив; В — на широте гора Магнитная — пос. Трейби; Г — на широте Сахаровский интрузивный массив — пос. Алексеевка

1 — карбонатные отложения; 2 — песчаники, глинисто-кремнистые, фидлитовые сланцы, полученные прослою карбонатных и ту-
фогенных пород; 3 — яшмы, кремнистые сланцы, туффиты, туфогенные образования; 5 — эффузивные по-
ды кислого состава; 6 — то же, смешанного (кислого, среднего и основного) состава; 7 — то же, основного и среднего состава; 8 — зеленые
сланцы, корфрангоиды, амфиболиты (преимущественно по эффузивам) и эффузивы основного состава с подчиненными парасланцами; 9 —
сланцы, кремнистые, углисто-кремнистые, углисто-глинистые, кремнисто-графитовые фидлитовые и углито-фидлитовые и подчиненные им про-
слои карбонатных пород; 10 — кварциты, кварцито-песчаники, конгломераты, сланцы фидлитовые; 11 — хлорито-сланцевые, слюдисто-хлорито-
кварцевые, графитисто-сланцевые сланцы, слюдистые и графитистые кварциты, наменские эффузивы разного состава, их туфы; 12 — скар-
ны; 13 — тнейсы, амфиболиты, кварциты; 14 — граниты; 15 — гранодиориты; 16 — гранодиориты; 17 — габбро; 18 — серпенти-
ниты; 19 — пироксениты; 20 — разрывные нарушения

турными подъярусами; среднекаменноугольный (м. б. средне-верхнекаменноугольный).

В тектоническом отношении Магнитогорский мегасинклинорий представляет собою огромную и сложную открытую синклиналичную структуру с хорошо выраженными крыльями и центральной приосевой частью, с общим падением западного крыла на восток и преобладающим падением восточного крыла на запад (рис. 19).

Сложность мегасинклинория обусловлена раз-
витием в нем ряда крупных структур, которые, сме-
няя друг друга в широтном направлении, протяги-
ваются на сотни километров с юга на север и в
свою очередь осложнены многочисленными плика-
тивными формами и дизъюнктивными нарушениями
разных порядков.

К югу от Карабашского синклинория в своей
главной части Магнитогорский мегасинклинорий
представляет собою широкую открытую и сложную
структуру, в которой, в свою очередь, выделяются
крупные складчатые структуры, протягивающиеся
вдоль всего (или почти всего) мегасинклинория в
общем его субмеридиональном простирании и ос-
ложненные рядом крупных и многочисленными мел-
кими нарушениями. В пределах описываемой части
с запада на восток выделяются следующие струк-
туры: Вознесенско-Присакмарский синклинорий,
Ирендыкский антиклинорий, Кизильский синклинор-
ий, Ахуновско-Кацбахский антиклинорий и Усти-
новско-Амурский синклинорий.

Существование этих структур затрудняет воз-
можность разграничения западного крыла, приосе-
вой части и восточного крыла всего мегасинклинор-
ия, чем описываемый мегасинклинорий заметно
отличается от Тагильского, в котором крылья и
приосевая часть более отчетливо выражены и до-
вольно четко разделяются. Все же эти элементы
можно выделить и в Магнитогорском мегасинкли-
нории, где в центральной подзоне, которая выделя-
ется как Кизильский синклинорий, преимущест-
венно распространены наиболее молодые — средне-
и нижнекаменноугольные (в северном замыкании
мегасинклинория — верхне- и среднедевонские) от-
ложения, тогда как в крыльях, наряду с девонскими
и нижнекаменноугольными толщами, пользуются
в западном (Вознесенско-Присакмарский синклинор-
ий и Ирендыкский антиклинорий) крыле довольно
широким и в восточном (Ахуновско-Кацбахский
антиклинорий и Устиновско-Амурский синклинор-
ий) крыле заметным распространением силурий-
ские и ордовикские образования.

Вместе с тем, каждая из перечисленных струк-
тур имеет свои отличительные особенности, в силу
чего правильнее их рассматривать в качестве струк-
турных подзон мегасинклинория. Ниже приводится
краткая характеристика вышеупомянутых структур.

Карабашский синклиорий, расположенный между Уфалейским (на западе) и Вишневогорско-Ильменогорским (на востоке) антиклинориями, является северным окончанием Магнитогорского мегасинклиория и протягивается на 90 км с ССВ от пос. Кузнечиха на ЮЮЗ примерно до широты пос. Октябрьского, ширина его изменяется от 4 км (севернее г. Карабаш) до 12—13 км (в районе оз. Тургояк и пос. Октябрьского).

Осевая линия синклиория несколько смещается кулисно к западу по отношению к южной части осевой линии Тагильского мегасинклиория. Западное крыло синклиория, сложенное ордовикскими и силурийскими в различной степени измененными вулканогенными (основного, среднего и кислого состава) и осадочными породами, имеет общее крутое восточное падение и осложнено многочисленными мелкими асимметричными, нередко изоклинальными складками, осевые плоскости которых повсюду падают круто на восток.

Огромная роль в структуре этого крыла принадлежит дизъюнктивным нарушениям. В южной части крыла, от оз. Серебры к югу, протягивается глубинный разлом, составляющий северную оконечность огромного Таловско-Кемпирсайского глубинного разлома. Возможно, что в этой части сливаются расходящиеся к югу два глубинных разлома — Таловско-Кемпирсайский и Мелентьевско-Илимбаевский, из которых второй протягивается на юг на значительно меньшее расстояние. Таловский глубинный разлом фиксируется сложным комплексом интрузивных пород — серпентинизированных дунитов и перидотитов (преимущественно гарцбургитов), затем пироксенитов, габбро, диоритов. Полосы распространения этих пород протягиваются в меридиональном направлении и сменяют друг друга (чередуются) в широтном. Две наиболее выдержанные полосы серпентинитов, сливающиеся в районе г. Карабаша, возможно, отвечают упомянутым двум глубинным разломам. Падение пород здесь, судя по редким наблюдениям над контактами и полосчатостью (дунитов, перидотитов), а также по магнитометрическим данным (градиентам изодинам), вертикальное и крутое восточное. Дуниты и перидотиты прорываются породами габброидного ряда, что дает основание предположить, что интрузия габбровой магмы здесь, как и севернее в Платиноносном поясе, использовала те же глубинные разломы и текстурные поверхности контактов перидотитов, приуроченных к этим разломам. Ответвления серпентинитов и габбро, видимо, образуют мелкие факолиты и силлы. Многочисленные мелкие тела габбро, развитые в ордовикских отложениях описываемого западного крыла Карабашского синклиория к северу от Карабаша, по-видимому, в целом отвечают единой зоне разлома глубокого заложения, лежащей как бы на южном продолжении Платиноносного пояса и связывающей этот пояс с Таловско-Кемпирсайским или с Мелентьевско-Илимбаевским. Заложение Таловского глубинного разлома, по-видимому, относится еще к раннесилурийскому времени, но дальнейшее развитие он получил в девоне и в раннем карбоне.

Крупный сброс с крутым восточным падением прослеживается в западном крыле синклиория с севера, от северной оконечности Сугомакского серпентинитового массива, на ЮЮЗ до Карабаша, откуда далее на ЮЗ переходит в контакт ордовикских отложений с доордовикскими образованиями, вдоль которого он с некоторыми перерывами прослеживается далеко на юг, ограничивая Магнитогорский мегасинклиорий от Уралтауского мегантиклинория. Формирование этого сброса происходило, видимо, в начале позднего палеозоя: он местами осложняет контакт серпентинитов, которые по возрасту должны быть

отнесены к концу раннего карбона, и иногда пересекает их, но сам обрывается Сыростанским гранитовым массивом. Граниты Тургоякского, Сыростанского массивов приурочены к брахиантиклинальным складкам, развитым в ордовикских и частью среднепалеозойских отложениях южной оконечности западного крыла Карабашского синклинория. На куполовидные формы складок здесь указывают падения вмещающих пород, направленные в стороны от массивов и такая же ориентировка плоскостных текстур в самих гранитоидах. В то же время при общем конкордантном залегании указанных гранитных массивов во вмещающих палеозойских толщах они местами дают несогласные секущие контакты, а Сыростанский массив, приуроченный к зоне контакта ордовикских и верхнепротерозойских толщ, резко несогласно прорывает эти толщи, вдаваясь довольно далеко на запад в область Уралтауского мегантиклинория. Также несогласно прорывают вмещающие породы некоторые мелкие массивы и дайки гранитов.

Севернее г. Карабаша детальными геологосъемочными и поисковыми работами (Г. А. Кейльман, Г. А. Глушкова) установлено несколько ступенчатых сбросов субширотного и северо-западного направления, по которым южные, а на севере — северные блоки опущены. Поверхности этих сбросов падают вертикально и круто на юг и на север, амплитуды смещений блоков по разрезам определяются цифрами от 200 м до 1,0 км.

Центральная приосевая часть Карабашского синклинория сложена преимущественно среднедевонскими песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами, известняками, эффузивами основного и кислого состава, а также различными зелеными сланцами, в меньшей степени верхнедевонскими основными эффузивами, туфогенными породами, песчаниками и сланцами. Среднедевонские (эйфельские) песчаники и сланцы местами залегают трансгрессивно несогласно на разных толщах силура, однако без резких угловых несогласий. Вместе с подстилающими их силурийскими толщами девонские отложения сложены в узкие, удлиненные в общем простирании всей структуры, чаще запрокинутые на запад, местами изоклинальные складки, осевые плоскости и крылья которых почти всюду падают круто (углы 60—85°) на восток, реже вертикально, еще реже они имеют крутое западное падение. Также ориентирован, обычно довольно сильно развитый, кливаж сланцеватости (Е. А. Кузнецов, Т. И. Фролова, А. Д. Ракчеев).

Восточное крыло синклинория, сложенное преимущественно силурийскими и частью верхнеордовикскими вулканогенными породами (часто измененными в зеленые сланцы и местами в амфиболиты) и различными парасланцами, является в то же время частью западного крыла Вишневогорско-Ильменогорского антиклинория. Породы в этом крыле в северной части имеют отчетливое западное крутое (65—80°) падение, чем определяется в общем симметричная форма синклинория в северной его части. Южнее на широте Карабаша падение восточного крыла меняется на вертикальное и крутое (75—85°) восточное и далее на юг до пос. Октябрьского оно остается преимущественно крутым восточным, местами вертикальным. Соответственно весь синклинорий в этой части приобретает асимметричную форму с крутым наклоном осевой плоскости на запад.

Вдоль всего восточного крыла Карабашского синклинория протягивается цепь крупных, удлиненных в общем простирании структуры, массивов и мелких интрузивных тел серпентинизированных перидотитов, лежащих на продолжении друг друга. Эта цепь продолжается на юг далеко за пределы Карабашского синклинория, образуя в восточном

крыле Магнитогорского мегасинклинория отмечавшийся выше крупный перидотитовый Сугомакско-Кацбахский пояс, отвечающий, по-видимому, глубинному разлому. В пределах Карабашского синклинория этот разлом имеет преобладающее крутое западное падение. Связанные с ним крупные Сугомакский и Карабашский массивы серпентинитов имеют, видимо, приблизительно однотипные сложные формы, близкие к гарполитовым. От зоны разлома, которой отвечают несогласные секущие падающие круто на запад части массивов, отходят в большей части на восток и вверх по крылу согласные пластовые залежи — факолиты, имеющие преимущественно западное падение под различными углами.

Серия разрывных нарушений в северной части преимущественно типа сбросов, падающих круто на запад (углы $65-85^\circ$), и в южной — типа взбросов с крутым восточным падением дополняют картину строения восточного крыла Карабашского синклинория. Западные блоки по этим нарушениям опущены относительно восточных, по отмеченным взбросам восточные блоки надвинуты (с востока на запад и снизу вверх) на западные. Одним из наиболее значительных нарушений восточного крыла Карабашского синклинория является Кыштымский надвиг с амплитудой до 800 м. На севере это нарушение срезает восточную часть щелочного Вишневогорского комплекса, а далее к югу — северное окончание Ильменогорского массива, разграничивая собой Магнитогорский мегасинклинорий и Вишневогорско-Ильменогорский антиклинорий. К югу на продолжении Кыштымского надвига находится Тургоякско-Филимоновский надвиг, проходящий в западном крыле Вишневогорско-Ильменогорского антиклинория и срезающий чашковские граниты. В целом этот крупный надвиг на всем своем протяжении имеет крутое восточное падение.

Вознесенско-Присакмарский синклинорий является крайней западной крупной структурой внутри Магнитогорского мегасинклинория. Она граничит на западе с Уралтауским мегантиклинорием, а на востоке с Ирландским антиклинорием и протягивается от пос. Верхний Атлян сначала на юг-юго-запад, а затем от р. Большой Кизил и пос. Бурангулово на юг через поселки Тубинский, Баймак, Александровка и до широты ст. Халилово. Общая длина ее около 400 км, ширина от 4 до 20 км.

Вознесенско-Присакмарский синклинорий сложен среднедевонскими, верхнедевонско-нижнетурнейскими (зилаирская свита), а также нижнекаменноугольными отложениями в терригенных и в меньшей степени в карбонатных и вулканогенных (главным образом туфогенных) фациях. В наиболее высоких частях крыльев синклинория развиты: в западном крыле (прилегающем к Уралтаускому мегантиклинорию) ордовикские и силурийские терригенные и частью вулканогенные отложения, в восточном (примыкающем к Ирландскому антиклинорию) верхнесилурийские, ниже- и среднедевонские вулканогенные карбонатные и терригенные породы.

Ордовикские отложения надежно датированы только в южной части синклинория, где нижнеордовикские песчаники кидрясовской свиты залегают с угловым несогласием на нижнем кембрии тереκлинской свиты. Аналогичные песчаники, также относимые (хотя и условно) к нижнему ордовику устанавливаются в западном крыле синклинория в его описываемой северной части, где они ложатся трансгрессивно несогласно на разные толщи доордовикского (в основном верхнепротерозойского) комплекса Уралтауского мегантиклинория. Между ордовикскими и покрывающими их силурийскими осадочными и туфогенными толщами существенных несогласий не установлено.

Стратиграфические несогласия в разрезе палеозоя в пределах Вознесенско-Присакмарского синклинория устанавливаются в ряде мест в основании среднего и в основании верхнего девона, а также в основании нижнекаменноугольных (видимо верхнетурнейских) отложений. Соответствующие движения в раннем девоне, в конце среднего девона, а также в самом начале карбона вызывают относительно небольшие перестройки структурных планов; в южной части синклинория относительно слабые тектонические движения происходили в конце эйфельского или в начале живетского века.

В тектоническом отношении Вознесенско-Присакмарский синклинорий представляет собою довольно сложно построенную синклинальную структуру в общем линейного типа. Сложность его обусловлена ундуляцией шарнира, развитием многочисленных складок разных порядков и дизъюнктивных нарушений, а также наличием нескольких довольно крупных массивов и многих мелких тел интрузивных пород ультраосновной, основной и кислой магмы. Ундуляцией главного шарнира обусловлено развитие обособленных сравнительно крупных синклиналей, лежащих на продолжении друг друга и разделенных менее четко выраженными антиклинальными поднятиями. Все эти складки в свою очередь осложнены более мелкими складками разных порядков включительно до микроскладок. Складки чаще сильно сжатые, вытянутые в общем северо-восточном и меридиональном простирании пород, нередко асимметричные или изоклинальные и опрокинутые на запад с крутым восточным падением крыльев и осевых плоскостей; реже встречаются нормальные открытые складки и еще реже слабо удлиненные куполовидные и мульдообразные. Дизъюнктивные нарушения носят характер крутопадающих на восток сбросов с опущенными восточными блоками, в восточном крыле местами намечаются взбросы с надвинутыми восточными блоками (по-видимому, с круто падающими на восток поверхностями). В пределах описываемой северной части синклинория наиболее крупные складчатые формы — Атлянская, Аратауская, Миндякская, Юкалинская синклинали и Уразовская антиклиналь; дизъюнктивные нарушения — Мулдашевское и Архангельское. Южнее, за пределами описываемой части синклинория, в нем выделяются: Малокизильская, Казмашевская, Исямовская, Вознесенская, Федоровская, Якубовская синклинали, Утягановская, Переволочанская и другие более мелкие антиклинали. Наиболее крупным тектоническим разрывом является Восточно-Уралтауский сброс, прослеживающийся по границе синклинория с Уралтауским мегантиклинорием.

Ирендыкский антиклинорий, которому в рельефе отвечает одноименный хребт Южного Урала, как и Вознесенско-Присакмарский синклинорий, развит в западном крыле Магнитогорского прогиба и протягивается непрерывно на 375 км от широты г. Миасс на юго-запад до дер. Новобайрамгулово и затем на юг до р. Таналык и до широты пос. Юлалы, где погружается под юрские и меловые отложения обширной Орской межгорной мезозойской депрессии.

Сложен антиклинорий преимущественно силурийскими, а также девонскими образованиями. Из силурийских — в нем развиты основные и кислые эффузивы, а также глинисто-кремнистые сланцы нижнего силура (баймак-бурибаевской свиты), вскрывающиеся в наиболее глубоких корнях антиклинория (в ядрах крупных антиклиналей). Наибольшее развитие имеют порфириты и туфы базальтового, андезитобазальтового и андезитового состава верхнего силура — нижнего и частью среднего девона (ирендыкской свиты), слагающие большую часть Ирендыкского хребта — сводовые и присводовые элементы антиклинория. Средне- и верхнедевонские отложения в вулканогенных и

терригенных, в меньшей части в карбонатных фациях, слагают нижние части крыльев, седловины, а также синклинальные складки внутри антиклинория.

Стратиграфические несогласия устанавливаются в северной части антиклинория в основании среднего девона, а в южной — в основании живетского или внутри живетского яруса, местами в основании колтубанской свиты верхнего девона.

Резко выраженная линейная направленность (вытянутость) и некоторая обособленность Ирендыкского антиклинория с развитыми в нем силурийскими и нижнедевонскими эффузивами позволяет многим исследователям рассматривать его как особую фациальную зону активного вулканизма конца силура, раннего и начала среднего девона (Сергиевский, 1948; Плюснин, 1962 и др.), а дугообразный изгиб этой зоны к западу — сравнивать по форме, значению и характеру вулканизма с известными тихоокеанскими островными дугами (К. П. Плюснин). Решение этого вопроса пока еще не вышло из области предположений, поскольку обособление Ирендыкской подзоны с ее характерной порфиритовой формацией можно объяснить структурно-морфологическими особенностями, тем более, что породы той же формации широко развиты далеко за пределами Ирендыкского антиклинория и в северной части приосевой подзоны, и в восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория. В то же время вряд ли можно сомневаться в том, что на месте современного Ирендыкского антиклинория в позднесилурийское и раннедевонское время существовала зона высокой проницаемости в земной коре, возможно, связанная с разломом глубинного заложения.

По форме и устройству Ирендыкский антиклинорий представляет собою линейно вытянутую, крупную и сложную и в то же время четко выраженную асимметричную антиклинальную структуру. Западное крыло его падает то на запад, то на восток, но всюду круто под углами от 65 до 85°, местами вертикально. Породы в нем обычно сильно деформированы — смяты в мелкие складки, часто рассланцованы или катаклазированы с образованием выдержанных зон рассланцевания и дробления. Восточное крыло падает относительно менее круто на восток чаще под углами от 35 до 60° и лишь местами углы падения уменьшаются до 15—20° или увеличиваются до 70—75°; очень редко в мелких осложняющих складках, в породах этого крыла, наблюдается крутое западное падение.

Однако, этими данными обрисовывается лишь самый общий облик Ирендыкского антиклинория. В действительности, его форма и строение много сложнее и не только в деталях, но и в крупных чертах. Прежде всего, вследствие ундуляции главного шарнира, он как бы распадается в цепь довольно крупных (длиной от 10—15 до 80 км) и тоже вытянутых в общем простирании антиклинальных структур, разделенных седловинами. При этом некоторые из этих мегантиклиналей кулисно смещены относительно друг друга к западу или к востоку на расстояния от 3 до 8 км. Многие из положительных структур, а также разделяющих их седловин, в свою очередь, осложнены мелкими тоже часто асимметричными складками, осевые плоскости которых также часто наклонены на запад и имеют крутое восточное падение. Из отдельных структур, развитых внутри Ирендыкского антиклинория в описываемой его северной части, наиболее четко выраженными являются Дощаная, Маломуйнаковская и Узункырская антиклинали и Ауткульская синклиналь.

Сложность строения антиклинория усиливается развитием в нем (особенно в его крыльях) многочисленных дизъюнктивных нарушений

преимущественно типа сбросов и крутых надвигов (взбросов). Простираение их, примерно, согласное с общим северо-восточным и субмеридиональным простираением пород, падение чаще восточное крутое (углы от 60 до 90°), редко крутое западное, во взбросах восточные блоки (более древних пород) обычно несколько надвинуты на западные, амплитуды сбросов и надвигов колеблются от десятков до 300—400 м.

Во многих местах силурийские и девонские толщи, слагающие антиклинорий, прорваны интрузивными породами, преимущественно серпентинитами (серпентинизированными перидотитами), в свою очередь прорываемыми габбро, кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами, сиенитами и граносиенитами.

Серпентиниты образуют почти непрерывный Мелентьевско-Илимбаевский пояс, по-видимому, приуроченный к глубинному разлому. Этот пояс, тяготеющий преимущественно к западному крылу, сильно осложняет названное крыло и маскирует его строение. Многочисленные крупные и мелкие апофизы от главного тела серпентинитов расширяются, в первом приближении, как простые и сложные факолиты, а также тонкие силлы. Падение главного тела (пояса) серпентинитов, по геофизическим данным и редким замерам в контактах, преимущественно крутое восточное, местами вертикальное. Этот пояс непрерывно прослежен от северной оконечности антиклинория (от Мелентьевского рудника) на 140 км, а далее на юг его продолжение составляет цепь разобщенных массивов, располагающихся уже в средней и южной частях Узункырской антиклинали до южного погружения последней. Интрузия перидотитов Мелентьевско-Илимбаевского пояса по возрасту относится к концу среднего или к началу позднего девона (прорывает средний девон и обломки серпентинитов содержатся в фаменских и нижнетурнейских отложениях зилаирской свиты — Т. И. Фролова и др.). К этому времени, вероятно, относится и возникновение вмещающего серпентиниты глубинного разлома, который местами вслед за тем был использован также и небольшими интрузиями базальтовой магмы (габбро) и ее различными дифференциатами. Гранитоиды прорывают все породы, развитые в Ирендькском антиклинории, а также нижекаменноугольные отложения смежных структур и в большей их части относятся, по-видимому, к варисской гранитовой формации.

Кизильский синклинорий (называемый также собственно Магнитогорским) составляет центральную приосевую подзону всего Магнитогорского мегасинклинория. Начинаясь несколько южнее г. Миасс, Кизильский синклинорий протягивается сначала на ЮЗ, а затем от широты пос. Учалы на юг. При этом он вначале постепенно, а южнее Магнитогорска резко расширяется: на широте Магнитогорска ширина его достигает 32 км, несколько южнее и до пос. Кизильского 42—45 км, а если включать в эту структуру и развитую в ее западном крыле Сибайскую мегасинклиналь (которую можно выделять и в отдельный синклинорий или отдельную подзону), то ширина синклинория достигает 62 км. К югу от пос. Кизильского, вследствие воздымания шарнира, синклинорий постепенно сужается и где-то на широте г. Орска под покровом юрских отложений его крылья замыкаются. Общая длина синклинория в этих пределах составляет 330—340 км.

В строении Кизильского синклинория принимают участие разнообразные по характеру и составу девонские и каменноугольные отложения. При этом девонские — по преимуществу слагают северную и южную части, а также западное крыло и в меньшей степени развиты в восточном крыле, тогда как породы каменноугольного возраста занимают всю центральную часть, а также большую часть восточного крыла синклинория.

Строение синклиория довольно сложное, что обусловлено развитием, как в центральной части, так и в крыльях, ряда крупных и многочисленных более мелких (но разных порядков) складок различной формы, а также многочисленных дизъюнктивных нарушений преимущественно меридионального и субмеридионального, а местами некрупных разрывов широтного и иных простираний.

Северная часть синклиория, расположенная к северу от Ахуновской мегантиклинали, в большей своей части отделяется этой мегантиклиналью от всего синклиория и обособляется в крупную синклиналию структуру — *Каримовско-Шартымскую мегасинклиналию*. Эта мегасинклиналию сложена девонскими, ниже- и среднекаменноугольными отложениями. Узкая (1—3 км) на севере — в верхнем течении р. Миасс, она, протягиваясь на ЮЗ, постепенно расширяется (до 10—11 км) в нижнем течении р. Шартымки, а южнее у р. Куруды и р. Азыр крылья ее быстро замыкаются и вся структура исчезает далее на юг, уступая место Ахуновской мегантиклинали; общая длина мегасинклиналию 55 км.

По форме и строению мегасинклиналию резко асимметрична. Асимметричность обусловлена тем, что ее центральная приосевая часть — Шартымская синклиналию располагается в восточной части мегасинклиналию. Широкое западное крыло, сложенное среднедевонскими эффузивами, верхнедевонскими и нижнетурнейскими терригенными отложениями, отграничено с запада от структур Ирландского антиклиория крутопадающим Каримовским сбросом, по которому крыло опущено на 200—300 м. Центральная часть мегасинклиналию отделена от западного крыла крутым Шартымским сбросом, по которому она, в свою очередь, опущена в разных частях на 300—600 м. Восточное узкое крыло мегасинклиналию, являющееся в то же время восточным крылом Шартымской синклиналию, проявляется лишь в отдельных фрагментах, будучи срезано алтынташской серией крутопадающих на восток взбросов и перекрыто по этим взбросам среднедевонскими эффузивами Ахуновско-Кацбахского антиклиория. В южной части Шартымской синклиналию наблюдается, что слагающие ее крылья верхнетурнейско-нижневизейские терригенные и частью туфогенные отложения залегают на разных горизонтах верхне- и среднедевонского осадочно-вулканогенного комплекса. В наиболее погруженных частях синклиналию сложена намюрскими и среднекаменноугольными отложениями. Таким образом, наложенный характер Шартымской синклиналию выступает довольно отчетливо.

Не менее отчетливые указания на наличие раннекаменноугольных тектонических движений отмечаются в *Имангуловско-Верхнеуральской мегасинклиналию*. Структурные планы средне-верхнедевонских и нижнетурнейских отложений, с одной стороны, и верхнетурнейско-визейских отложений, с другой, совпадают лишь в самых главных чертах, а в деталях в них отчетливо выступают существенные различия. Особенно это заметно в районе к юго-востоку от Верхнеуральска, где верхнетурнейско-нижневизейская толща залегают со стратиграфическим несогласием на нижней (фаменской) части зилаирской свиты и на эффузивах колтубанской (фран) свиты. Приосевая часть Имангуловско-Верхнеуральской структуры по нижнему структурному ярусу, имеющая здесь субмеридиональное направление, несогласно перекрывается верхнетурнейско-нижневизейской толщей по границе северо-западного простирания. Эта граница как бы «срезает» основные тектонические направления верхнедевонских отложений структуры.

По-видимому, в Кизильской подзоне, как и во всей Магнитогорской зоне, в раннетурнейское время, в западной и северной частях несколько позднее, происходили складчатые движения, сменившиеся в позднем

турне общим погружением и новым этапом осадконакопления, продолжавшимся до конца намюрского века.

Янгельская мегасинклиналь представляет собою крупную и сложную синклинальную структуру, охватывающую большую часть всей центральной Кизильской подзоны Магнитогорского мегасинклинория. Длина ее около 300 км, ширина у Магнитогорска 25 км, на широте пос. Аблязово резко увеличивается до 40—42 км, а южнее пос. Березовского мегасинклиналь постепенно сужается (до 10—12 км у пос. Кумак) и замыкается на широте г. Орска. Сложенная ниже- и среднекаменноугольными отложениями, она в разных местах обнаруживает характер наложенной структуры — верхнетурнейско-нижневизейская толща часто залегает со стратиграфическим и местами азимутальным и угловым несогласиями на разных нижележащих толщах.

Западное крыло мегасинклинали в большей части, а местами почти полностью срезано Западно-Кизильским сбросом. В сохранившихся частях этого крыла устанавливается общее восточное падение его под разными углами, что нарушается лишь мелкими складками, часто асимметричными, с падением их осевых плоскостей на восток.

В приосевой части мегасинклинали развиты по преимуществу средне- и верхнекаменноугольные терригенные и терригенно-карбонатные осадки. Отложения среднего и верхнего карбона большей частью залегают стратиграфически несогласно на разных горизонтах намюрского и визейского ярусов и фиксируют собой места наибольших погружений шарнира мегасинклинали, в виде удлинённых в меридиональном направлении синклиналей, разделённых узкими антиклиналями, а по простиранию седловинными поднятиями. Наиболее значительными из этих синклиналей являются: Мулдак-Кульская (длина 25 км, ширина до 3 км), Ново-Савинская (длина 16 км, ширина до 3 км), Кизильская (длина 75 км, ширина до 6 км), Покровская (длина 60 км, ширина до 11 км) и др.

Восточное крыло Янгельской мегасинклинали является в то же время общим восточным крылом всего Кизильского синклинория. В северной его части это крыло осложняется Куйбасско-Магнитогорской антиклиналью и Агаповской синклиналью. Куйбасско-Магнитогорская структура представляет собою весьма сложную гемиянтиклиналь, входящую в кизильскую зону с северо-востока (от Ахуново-Кацбахского антиклинория). Она фиксируется в районе горы Малый Куйбасс выходами верхнедевонских основных эффузивов (колтубанской свиты), погружающихся под верхнетурнейско-нижневизейскую толщу вулканогенных и туфогенных пород базальтового, липаритового и трахитового состава и известняков, которые далее на юг и юго-восток сменяются более молодыми отложениями кизильской свиты среднего-верхнего визе и намюра. К этой антиклинальной структуре приурочены не крупные интрузивные тела габбро и более крупные (до 12×4 км) гранодиоритов, сиенито-диоритов, граносиенитов и гранитов.

По данным геофизических работ, подтвержденными глубоким бурением, мелкие интрузивные тела габбро являются частями более крупного, единого, неправильного по форме массива габброидов, неровная поверхность которого залегает на глубинах от 800 м и глубже. В свою очередь габбро, как и вмещающие их нижнекаменноугольные, а на глубине и девонские толщи, прорываются перечисленными кислыми и субщелочными породами. С контактово-метасоматическими процессами, сопровождавшими интрузии кислой и щелочной магмы, связывается образование магнетитовых руд горы Магнитной и гор Большой и Малый Куйбасс. Как осадочно-вулканогенные толщи, падающие в районе горы Магнитной полого на запад, так и прорывающие их

интрузивы пересечены сетью многих разрывных нарушений типа сбросов и в меньшей степени взбросов преимущественно северо-восточного и близких ему простираний, с вертикальным и с крутым (на восток и на запад) падением поверхностей нарушений, с амплитудами относительных смещений блоков от десятков метров до 600—700 м. Серия таких «ступенчатых» сбросов осложняет восточное крыло Куйбасско-Магнитогорской антиклинали, которое является в то же время и западным крылом Агаповской синклинали.

Агаповская синклираль, расположенная непосредственно к востоку от Куйбасско-Магнитогорской антиклинали, по общей форме является открытой и погружающейся на ЮЮЗ гемисинклиналью, оба крыла которой срезаются разрывными нарушениями (сбросами, но в восточном крыле, возможно, имеет место взброс). Падение пород в западном крыле восточное, в восточном — западное под углами от 20 до 60°. Наиболее значительно погруженная часть синклинали (к северу от пос. Агаповки) выполнена среднекаменноугольными карбонатными и частью терригенными отложениями, залегающими частью без видимого перерыва, частью трансгрессивно с базальными конгломератами в основании. В южной части Агаповской синклинали (у пос. Агаповки и юго-западной) шарнир ее сначала испытывает некоторое воздымание, обуславливая частичное (по среднедевонским и намюрским отложениям) замыкание крыльев, а затем вновь постепенно погружается к югу и вся синклираль утрачивает свои ограничения, сливаясь с Янгельской мегасинклиналью.

Южнее пос. Аблязово, где Кизильский синклинорий резко расширяется на восток, в том же крыле синклинория развиваются довольно крупные синклинали, такие как Базарская и лежащие на ее продолжении к югу Западно-Обручевская и Измаиловская. Они разделены довольно крупными антиклиналями: Западно-Карабулакской, Карабулакской, Обручевской, Кипчакской, Западно-Ершовской. Некоторые из перечисленных структур по форме представляют собою брахиструктуры (Базарская синклираль, Кипчакская антиклираль), в других — преобладают элементы линейности (Западно-Карабулакская антиклираль, Западно-Обручевская, Измаиловская синклинали). Все они осложняются многочисленными более мелкими складками разного порядка и различной формы. Как крупные, так и мелкие имеют характер прямых открытых складок с нормальным падением крыльев под углами от 10—20 до 50—60°, реже устанавливается более крутое падение пород. Время заложения всех структур — позднепалеозойское.

Ахуновско-Кацбахский антиклинорий располагается в восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория, непосредственно к востоку от Кизильской подзоны. Начинаясь на севере, в 10 км севернее р. Уй, в виде узкой (до 2 км) полосы развития порфиритов колтубанской свиты, он на широте пос. Выдрино сразу сильно расширяется (до 25—30 км) и далее протягивается до широты пос. Аблязово, где вновь резко сужается за счет быстрого погружения шарнира Наваринской антиклинали и развитой на ее продолжении к югу Базарской синклинали. Далее на юг Ахуновско-Кацбахский антиклинорий протягивается неширокой (от 3 до 10, преимущественно 5—6 км) подзоной через пос. Кацбахский, пос. Бриент и уходит на юг в направлении на г. Новорск за пределы описываемой территории. Общая длина антиклинория около 330 км.

В пределах Ахуновско-Кацбахского антиклинория развиты верхнесилурийско-нижнедевонские и преимущественно среднедевонские вулканогенные и осадочные породы в тех же фациях, что и в западном крыле мегасинклинория; значительно меньшим распространением

в этой подзоне пользуются верхнедевонские основные эффузивы франского яруса верхнего девона (колтубанской свиты), а также верхнетурнейско-нижневизейские терригенные и вулканогенные, реже карбонатные отложения.

Строение Ахуновско-Кацбахского антиклинория в главных чертах характеризуется преимущественным развитием крупных антиклинальных структур и разделяющих их сравнительно узких и неглубоких синклиналей, а также седловинных погружений, часто довольно широких и иногда довольно глубоких, выполненных отложениями верхнетурнейско-намюрского структурного яруса. Все эти складчатые формы развиты на фоне общего поднятия описываемой подзоны, расположенной между Кизильским (на западе) и Устиновско-Амурским (на востоке) синклинориями. Как и в других подзонах, отмеченные крупные складчатые структуры в различной степени осложнены более мелкими складками различных порядков. Но как крупные, так и подавляющая часть мелких складок характеризуются относительно простыми открытыми формами и нормальным падением крыльев под углами от 15—20 до 60—65°.

Большая часть положительных структур относительно быстро замыкается в меридиональном направлении и приближается по форме к брахиструктурам или является слабо вытянутыми антиклиналями. Особенно хорошо это выражено в северной широкой части антиклинория. В южной его части такие складчатые структуры постепенно сменяются складками линейного типа с относительно более крутыми падениями крыльев на запад и на восток. Вместе с тем, с севера на юг в антиклинории постепенно увеличивается количество разрывных нарушений, имеющих преимущественно меридиональное или субмеридиональное простираие и крутое падение. По характеру это преимущественно сбросы с амплитудами до 300—400 м, местами до 700 м, а некоторые из этих нарушений (Западно-Кацбахский, Западно-Новополецкий) являются взбросами с амплитудами до 1500 м.

В числе крупных структур антиклинория выделяются Ахуновская, Кассельско-Нагайбакская, Гумбейская, Кацбахская и Ново-Полоцкая мегантиклинали. Каждая из перечисленных структур, как уже упоминалось, в свою очередь осложняется складками меньше масштаба, причем к ядрам многих антиклинальных складок приурочены сравнительно небольшие гранитоидные массивы — Ахуновский, Петропавловский, Камарзинский, Краснинский, Кассельский, Гумбейский, Кацбахский и другие, а также Сахаровский габбро-дунитовый массив.

Внутреннее строение массивов гранитоидов, их формы и взаимоотношения с вмещающими толщами весьма различны. Относительно крупные массивы (Ахуновский, Петропавловский, Кассельский, Кацбахский), приуроченные к ядрам антиклинальных структур, имеют по преимуществу округлые формы и согласные взаимоотношения с вмещающими породами. Многочисленные мелкие массивы неправильной, штокообразной, линзовидной и дайкообразной форм, чаще обладают крутопадающими секущими контактами.

Состав массивов весьма пестрый: нормальные граниты, аляскиты, плагиограниты, гранодиориты, диориты, граносиениты, сиениты, распространены контаминированные разновидности. Взаимоотношения гранитоидов указывают на их образование в две-три фазы: относительно древними являются диориты, гранодиориты и сиениты, а более молодыми граниты и аляскиты. Все они относятся к позднепалеозойской гранитовой формации.

Сахаровский габбро-пироксенито-дунитовый массив по строению и составу в общем аналогичен Уктусскому массиву, расположенному

в Сысертско-Ильменогорском мегантиклинории. Он приурочен к сводовой части и восточному крылу одноименной антиклинали, являющейся частью Кассельско-Нагайбакской структуры.

Устиновско-Амурский синклиорий представляет собою узкую синклинальную структуру, протягивающуюся между Ахуновско-Кацбахским антиклинорием и Восточно-Уральским поднятием с севера почти от пос. Устиново (южнее г. Миасса) на юг через поселки Алтынташ, Копаловский, Фершампенуаз, Кацбахский, Полоцкий, Амурский и Новооренбургский до р. Суундук. Общая длина его около 340 км, ширина меняется от 3 до 22 км, преимущественно 8—15 км.

Являясь крайней восточной подзоной Магнитогорского мегасинклинория, Устиновско-Амурский синклиорий на востоке граничит с разными структурами Восточно-Уральского поднятия: на севере — с Уйским антиклинорием, южнее — с Куликовской синклинальной структурой, далее на юг с Джабык-Карагайским антиклинорием, Неплюевской седловинной структурой и Суундукским антиклинорием. В северной половине синклинория восточной границей его является Сугомакско-Кацбахский глубинный разлом с приуроченными к нему интрузиями перидотитовой магмы — Сугомакско-Кацбахским поясом серпентинитов. В районе от пос. Ольгинского до пос. Кацбахского этот разлом пересекает под острым углом Устиновско-Амурский синклиорий в направлении с СВ на ЮЗ и переходит в западное крыло описываемого синклинория и в восточное крыло Кацбахской мегантиклинали; здесь и южнее пос. Черкасы он приобретает роль границы между Ахуновско-Кацбахским антиклинорием и Устиновско-Амурским синклиорием, давая факолитовые ответвления в сторону той и другой структуры.

Устиновско-Амурский синклиорий состоит из двух частей: северной — Устиновско-Копаловской мегасинклинали и южной — Фершампенуазско-Новополоцкой мегасинклинали, разделенных Арсинской антиклиналью.

Устиновско-Копаловская мегасинклиналь сложена нижнекаменноугольными отложениями и является, в основном, линейной синклинальной структурой. Западное крыло ее падает на восток под углами от 20 до 65°, восточное крыло — более круто на запад под углами от 40 до 85°, но местами круто на восток, чем определяются черты асимметрии всей структуры. Западное крыло на большей части его простирания, а восточное на всем простирании срезаются крутопадающими разрывными нарушениями. Западное из этих нарушений является северным окончанием Браиловского разлома, который здесь имеет характер сброса с крутым восточным падением и с амплитудой по вертикали от десятков (на севере) до 400—500 м, восточное — Алтынташский сброс с крутым западным падением, по которому силурийские и частью девонские породы Уйского антиклинория приведены в контакт с разными толщами. В мегасинклинали выделяются Алтынташско-Калиновская синклиналь линейного типа (длиной 115 км, шириной от 3 до 10 км) и меньшая по размерам Уфимская (длина 35 км, ширина 4 км) синклиналь, разделенные небольшим поднятием и, в свою очередь, осложненные мелкими складками, тоже обычно линейно вытянутыми, а также сбросами и взбросами небольших амплитуд.

Арсинская антиклиналь, сложенная верхнесилурийско-нижнедевонскими порфиритами и их туфами, а также среднедевонскими эффузивами основного, среднего и кислого состава, протягивается с ССВ на ЮЮЗ через пос. Арсинский, имеет характер нормальной антиклиналь-

ной складки с падением западного крыла на запад и восточного на восток под углами от 40 до 75°. Крылья Арсинской антиклинали срезаются разрывными нарушениями. Вдоль ее восточного крыла антиклиналь пересекается Сугомакско-Кацбахским глубинным разломом. В северной части она осложняется Сухокуросанской антиклинальной и Куросанской синклинальной складками, а также крутопадающими мелкими дизъюнктивными нарушениями субмеридионального простирания.

Фершампенуазско-Новополоцкая мегасинклинали всюду сложена нижнекаменноугольными, преимущественно терригенными, в меньшей степени вулканогенными и еще в меньшей — карбонатными породами. Открытая синклинальная структура с нормальным падением крыльев, она в то же время осложняется то широкими короткими, то узкими, линейно удлиненными синклинальными (Фершампенуазская, Полоцкая, Новинская, Новополоцкая) и разделяющими их антиклинальными складками (Каменская, Черкасская и другие слабо выраженные антиклинали), в свою очередь, осложненными мелкими складками разного характера. Крылья мегасинклинали и осложняющих ее складок в большей части падают нормально (на восток и на запад) под разными углами. Местами осложняющие складки имеют асимметричную форму с крутым падением осевых плоскостей в одних случаях на восток, в других — на запад.

Восточное крыло всего синклинория в местах сопряжения с синклинальными и седловинными погружениями, развитыми внутри Восточно-Уральского поднятия (с Сухтелинским синклинорием, Неплюевской и Кваркенской седловинами), утрачивает свои границы и как бы сливается с этими погружениями. Тем самым, вообще, в значительной мере определяется условность границы Магнитогорского мегасинклинория с Восточно-Уральским поднятием. Нижнекаменноугольные толщи Устиновско-Амурского синклинория в указанных погружениях непрерывно прослеживаются внутри Восточно-Уральского поднятия и далее на восток, связывая таким образом рассматриваемый синклинорий (и весь Магнитогорский мегасинклинорий) с Восточно-Уральским прогибом.

Наряду с осложняющими складками разных порядков, в Устиновско-Амурском синклинории значительное развитие имеют разрывные дислокации, по преимуществу сбросы и частью сдвиги-сбросы. Наибольшее число разрывных нарушений установлено в крыльях синклинория. Кроме отмеченного выше Сугомакско-Кацбахского глубинного разлома, в северной части синклинория (в пределах Устиновско-Копаловской мегасинклинали) проходит довольно крупное нарушение, являющееся северным окончанием Браиловского разлома, имеющего там характер сброса с крутым восточным падением; вдоль восточного крыла протягивается Алтынташский сброс с крутым западным и вертикальным падением, который здесь отделяет нижнекаменноугольные отложения от девонских и силурийских вулканогенных толщ, слагающих Уйский антиклинорий Восточно-Уральского поднятия. В южной части Устиновско-Амурского синклинория (в пределах Фершампенуазско-Новополоцкой мегасинклинали) наибольшее число разрывных нарушений установлено в западном крыле: Кацбахский и на его южном продолжении Джаман-Акжарский сбросы, падающие круто на восток, а также оперяющие их мелкие нарушения с крутым восточным и реже западным падением; в восточном крыле наиболее значительным нарушением является Новооренбургский сброс с крутым западным падением.

Заключение

Заканчивая на этом обзор тектоники Магнитогорского мегасинклинория и всего Тагильско-Магнитогорского прогиба, отметим, что по вопросу об условиях, времени и самом ходе формирования Магнитогорского мегасинклинория существуют такие же и тоже различные представления, как и о формировании Тагильского мегасинклинория, о чем уже говорилось выше. В сущности эти различные представления относятся и к формированию всего Тагильско-Магнитогорского прогиба.

Не повторяя изложения этих точек зрения, отметим, что данные детальных геологических съемок последних лет указывают на непрерывность разрезов силурийских и нижнедевонских, а также, по-видимому, ордовикских толщ во всем Тагильско-Магнитогорском прогибе и в более восточных зонах Урала, хотя ордовикские отложения устанавливаются, в основном, в крыльях прогиба и в смежном с ним с востока Восточно-Уральском поднятии. При этом в Тагильско-Магнитогорском прогибе наибольшая роль в составе ордовикско-нижнедевонского структурного яруса принадлежит вулканогенным образованиям диабазо-альбитофировой, порфиритовой (андезитобазальтовой) и трахитовой (или липарито-трахитовой) формаций, тогда как осадочные породы в карбонатных, терригенных и кремнистых фациях пользуются в целом относительно меньшим развитием. Следует, однако, заметить, что и в этом прогибе вулканогенные породы местами почти полностью фациально сменяются карбонатными, туфогенно-терригенными, а местами глинисто-кремнистыми (граптолитовыми) отложениями. В более восточных районах роль осадочных пород в разрезах ордовика, силура и нижнего девона несколько возрастает, а глинистые, глинисто-кремнистые и углисто-глинисто-кремнистые отложения (часто филлитизированные и более сильно метаморфизованные) нижнего силура развиты на широких площадях.

Из сказанного следует, что зона Тагильско-Магнитогорского прогиба в ордовикско-силурийско-раннедевонское время представляла собою западную часть общей, еще не расчлененной или слабо дифференцированной широкой Восточно-Уральской эвгеосинклинали. Возможно только, что эта часть эвгеосинклинали испытывала наиболее неравномерные движения, чем и обусловлен характер Тагильско-Магнитогорской зоны, как зоны наибольшей проницаемости для излияний и интрузий различного состава, связанных, главным образом, с базальтоидным магматизмом. В западной части этой зоны в раннем силуре возникла серия глубинных разломов (Салатимский, Таловско-Кемпирсайский), по которым внедрялась дунито-гарцбургитовая магма и которые в дальнейшем в позднем силуре, в среднем и позднем девоне, в раннем карбоне развивались, частично смещались на восток, фиксируясь внедрением магмы в одних случаях также дунито-гарцбургитовой, в других — дунито-верлито-пироксенитовой и в третьих — габбровой, габбро-гранито-сиенитовой и габбро-плагιοгранитовой. На Северном Урале (на широте г. Серова) в восточной части зоны Тагильско-Магнитогорского прогиба заложился и начал свое развитие крупный глубинный разлом (с внедрением по нему ультрабазитовой магмы), который, как уже отмечалось выше, получил по А. В. Пейве название Зауральского разлома, но ныне называется Серовско-Мауским разломом.

В среднем и позднем девоне, в связи с началом восходящих и складчатых движений внутри Восточно-Уральской эвгеосинклинали, главным образом, в зоне Восточно-Уральского поднятия, началось за-

метное обособление Тагильско-Магнитогорского прогиба. В сопряжении Восточно-Уральского поднятия и Тагильско-Магнитогорского прогиба заложившийся на Северном Урале в силурийское время Серовско-Маукский глубинный разлом в среднем и позднем девоне распространялся далее на север и особенно на юг через весь Средний и до Южного Урала. С этим разломом было связано внедрение ультраосновной (дунит-гарцбургитовой) магмы, чем и обусловлено образование Серовско-Маукского непрерывного пояса ультрабазитов. Тот же разлом был использован в ряде мест на Среднем и Северном Урале основной и частью кислой (кварцево-диоритовой и плагиогранитной) магмой, внедрения которой следовали за интрузиями ультрабазитов в последовательности: габбро, затем диориты, кварцевые диориты и плагиограниты. Точно так же в западном крыле магнитогорской части прогиба и в сопряжении ее с древним Уралауским мегантиклинорием в среднем и позднем девоне продолжали жить и развиваться Таловско-Кемпирсайский и Мелентьевско-Идельбековский глубинные разломы, по которым происходило внедрение ультраосновной, а затем основной и местами кислой (плагиогранитовой) магмы. В зоне прогиба в среднем девоне продолжалось общее погружение, сопровождавшееся осадконакоплением и интенсивным вулканизмом, но все эти процессы были, по-видимому, более интенсивными в Магнитогорской и Северо-Уральской и Полярно-Уральской частях прогиба. В то же время нисходящие движения были в разных подзонах неодинаковыми по скорости и местами нарушались слабыми восходящими.

В раннем карбоне в прогибе на общем фоне погружения продолжались в южной (Магнитогорской) и в северной частях прогиба и частью усилились начавшиеся в девоне дифференцированные (по знаку и скорости) движения и обособление прогиба от Восточно-Уральского поднятия. Эти дифференцированные движения происходили, в основном, в турнейское и ранневизейское, а также в позднемюрское время, причем в раннем турне на значительных пространствах Магнитогорской части прогиба имели место положительные движения (кроме подзон развития зилаирской свиты) и частичный размыв ранее отложившихся осадков. В среднем-позднем визе и в намюре зона прогиба вместе со всей территорией Урала (или с большей частью ее) и смежных областей (в том числе Русской платформы) испытывала общее погружение и была охвачена визейско-намюрской трансгрессией. В конце намюрского века в прогибе усилились положительные движения, которые, так же как и в раннем турне, сопровождалась в большей части прогиба размывом ранее отложившихся осадков.

В раннем же карбоне продолжалось распространение на юг Серовско-Маукского глубинного разлома, который в восточной части Магнитогорского мегасинклиория получил название Сугомакско-Кацбахского разлома с приуроченным к нему одноименным поясом ультрабазитов (дунитов и гарцбургитов). Продолжалось также развитие Таловско-Кемпирсайского глубинного разлома (особенно четко выраженное в северной — Таловской его части) и интрузии ультрабазитов по этому разлому.

В стадии и в зонах частных поднятий в Тагильско-Магнитогорском прогибе происходили интрузии габбровой магмы и тесно связанные с ними внедрения диоритов, сениито-диоритов, гранодиоритов, граносиенитов и гранитов, с которыми связано образование месторождений железных (магнетитовых) руд контактово-метасоматического типа (например, Магнитогорское, Куйбасское и другие месторождения Магнитогорско-Бриентской рудоносной подзоны).

Как в девонское, так и в раннекаменноугольное время на Среднем Урале зона Тагильско-Магнитогорского прогиба испытывала, по-видимому, меньшее погружение, чем на Южном и на Северном Урале. Возможно, что на Среднем Урале в среднем и позднем девоне при сильно дифференцированных движениях опускание происходило только в центральных подзонах прогиба и еще в меньшей степени оно имело место в раннем карбоне. На это указывает не только отсутствие нижнекаменноугольных осадков в Среднеуральской части прогиба (которые могли быть размыты в более поздние эпохи палеозоя, а затем в мезозое и кайнозое), но также и весьма интенсивный интрузивный базальтоидный магматизм (интрузии габбро, диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов), происходивший в среднем-позднем девоне и, по крайней мере, в начале раннего карбона. В этом смысле усматривается существенное различие Магнитогорского и Тагильского (на Среднем Урале) мегасинклиорий. В то время как в области Магнитогорского мегасинклинория базальтоидный магматизм среднего-верхнего девона и раннего карбона протекал преимущественно путем вулканических излияний, на Среднем Урале в области Тагильского мегасинклинория этот магматизм разрешался интрузивным путем.

В позднем палеозое, начиная со среднего карбона, Тагильско-Магнитогорский прогиб, в связи с общей инверсией Уральской палеозойской эвгеосинклинали и образованием огромного Восточно-Уральского поднятия, окончательно обособился от других зон эвгеосинклинали и, в результате интенсивных позднепалеозойских складчатых и разрывных дислокаций, закончил свое формирование в форме огромного прогиба, условно разделяемого на описанные выше Тагильский и Магнитогорский мегасинклинории.

ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Это огромное и сложное тектоническое сооружение, занимающее большую (среднюю) часть восточного склона Урала, расположено между Тагильско-Магнитогорским прогибом (на западе) и Восточно-Уральским прогибом (на востоке) и прослеживается вдоль всего Урала более чем на 2200 км от устья р. Оби на севере до южного окончания Мугоджар. Открытая часть этого сооружения протягивается с севера, от среднего течения р. Тагила, через Средний и Южный Урал и Центральные Мугоджары. Ширина его в этой части составляет по преимуществу 60—90 км, но местами (северо-западнее Челябинска, в районе пос. Кваркено) уменьшается до 25—30 км. Севернее р. Тагила и до р. Туры породы Восточно-Уральского поднятия обнажаются из-под покрова мезозойских и кайнозойских отложений лишь по рекам (Салде, Туре и их притокам). А далее на север поднятие (как и смежные с ним крупные структуры) полностью погребено под мезозойско-кайнозойским покровом. Само существование Восточно-Уральского поднятия и его границы в области Северного, Приполярного и Полярного Урала (точнее, здесь уже Зауралья) устанавливается лишь по геофизическим (гравиметровым и магнитным) данным и по очень редким скважинам глубокого бурения, вскрывшим граниты и метаморфические сланцы, аналогичные тем, которые широко развиты в обнаженной части описываемого поднятия на Среднем и Южном Урале. Ширина поднятия в районах, лежащих к северу от р. Туры, достигает 160 км.

Изучением геологического строения Восточно-Уральского поднятия занималось огромное число исследователей, начиная с уже упоминавшихся участников первых академических путешествий конца XVIII и первой половины XIX столетий — П. С. Палласа, Германа, И. И. Лепе-

хина, затем Р. И. Мурчисона, Э. Вернейля и А. Кейзерлинга и др. В середине прошлого столетия на Южном Урале Восточно-Уральское поднятие в большей его части изучалось Меглицким и Антиповым, давшим впервые полную для того времени картину строения этой части Урала и показавшим широкое распространение в ней каменноугольных, девонских и силурийских толщ и гранитов. На Среднем и Южном Урале поднятие было почти полностью охвачено исследованиями А. П. Карпинского, который по существу впервые выявил всю эту зону, как огромную положительную структуру, отразив это положение на составленных им геологических картах. В дореволюционные годы текущего столетия в разных частях Восточно-Уральского поднятия, в основном в золоторудных районах, проводились геологические съемки, которые позволили выявить в пределах изученных районов многие существенные детали строения, взаимоотношение и возраст различных комплексов и толщ осадочных, вулканогенных и метаморфических пород, а также положение интрузивных массивов ультраосновных, основных и кислых пород в структурах этих толщ. Здесь имеются в виду работы: А. А. Краснопольского по Невьянскому и восточной части Тагильского районов, В. В. Никитина по Верх-Исетской даче. При этом достаточно ясно наметилось сложное, в основном складчатое строение этих толщ, в одних случаях согласное, в других резко несогласное залегание в них интрузивных массивов, но всей картины внутреннего строения Восточно-Уральского поднятия по этим работам еще невозможно было представить.

Систематическое изучение строения описываемой зоны, как и всего Урала, при широком размахе и все нарастающих темпах проводилось в советское время (в 20-х и в начале 30-х годов) в виде геологического картирования, геофизических исследований и многочисленных тематических работ по различным темам, в том числе по вопросам тектоники, а также по вопросам морфологии, петрологии и внутреннего строения интрузивных массивов. Все эти детальные исследования проводятся в пределах Восточно-Уральского поднятия и в настоящее время, при этом геологических съемками покрыто почти все Восточно-Уральское поднятие в пределах Среднего и Южного Урала.

Все эти исследования позволили надежно выяснить не только общий характер Восточно-Уральского поднятия, как крупной положительной структуры и как совокупности крупных антиклинорий, разделенных внутренними синклиналями, но и взаимоотношения структур внутри всего поднятия, а также большую часть существенных деталей строения поднятия в его разных частях.

По вопросу самого существования и выделения Восточно-Уральского поднятия как совокупности крупных положительных структур нет разных мнений. В то же время возраст многих слагающих его осадочных, вулканогенных и метаморфических сланцево-гнейсовых толщ, характер внутреннего строения, время и ход формирования поднятия понимаются существенно различно. А. А. Петренко (1949), Г. И. Водорезов (1952), основывая свои взгляды на данных изучения Мугодзар и Южного Урала, рассматривают толщи гнейсов, амфиболитов и кварцитов, выступающих в ядрах крупных антиклинальных структур описываемой зоны, как самые древние образования на Урале, относя их по возрасту к архею и раннему протерозою. К этому времени названные исследователи относят и формирование Восточно-Уральского (по А. А. Петренко — Урало-Тобольского) поднятия, которое, согласно этой концепции, в течение всей дальнейшей истории развития Урала сохраняло значение положительной структуры и испытывало погружение лишь частично в сравнительно короткие периоды.

Близкие к этой концепции взгляды развивают А. А. Пронин (1959, 1960 и др.), а также Н. Ф. Мамаев (1958 и др.), которые относят гнейсы к архейским или нижнепротерозойским образованиям, но в то же время выделяют в области рассматриваемого поднятия мощный комплекс позднепротерозойских пород — различных кристаллических и метаморфических сланцев, на которые с большим перерывом и несогласием налегают нижнепалеозойские толщи. Среднепалеозойские осадочные и вулканогенные породы в области поднятия, по представлению этих исследователей, также залегают трансгрессивно как на нижнепалеозойских, так и на допалеозойских толщах (в сокращенных разрезах с меньшими мощностями по сравнению с разрезами и мощностями среднепалеозойского комплекса пород в Тагильско-Магнитогорском и Восточно-Уральском прогибах).

Эти взгляды (А. А. Петренко, А. А. Пронина, Н. Ф. Мамаева и других исследователей) в полной мере или частично разделяются в настоящее время многими геологами. При этом положительные структуры, сложенные по преимуществу метаморфическими породами, рассматриваются как выступы допалеозойских толщ — поднятые блоки, ограниченные крупными разломами, т. е. как крупные горсты или горст-антиклинали. Ограничивающие их разломы по своему характеру различны, в одних случаях это взбросы и сдвига-взбросы, в других преобладает элемент сбросов. К. П. Плюснин (1963) отводит главную роль явлениям сдвига и, рассматривая их, считает, что основным элементом в блоковой структуре описываемой зоны (как и зоны Тагильско-Магнитогорского прогиба) являются левые сдвиги.

В последние годы при проведении систематического детального геологического картирования, поисковых и тематических работ в ряде мест на восточном склоне Южного и Среднего Урала в метаморфических толщах, которые названными исследователями относятся по возрасту к допалеозойским образованиям, были найдены органические остатки, по которым возраст содержащих их пород определяется в одних случаях как ордовикский, в других — силурийский (по граптолитам и криноидеям), в третьих — девонский (по криноидеям) и даже возможный позднедевонский или раннекаменноугольный (по кораллам). Эти данные показывают, что область Восточно-Уральского поднятия (в современном его виде) в ордовике и в среднем палеозое относилась к внутренним зонам эвгеосинклинали с накоплением в зонах мощных осадочных и вулканогенных толщ. Глубоко метаморфизованные породы, в том числе широко развитые в рассматриваемой зоне гнейсы, мигматиты, амфиболиты и кварциты, не представляют определенного по возрасту (и тем более, только древнего — допалеозойского) комплекса, а являются в целом и во многих разных структурах разновозрастными образованиями широкого возрастного диапазона, охватывающего ранний и средний палеозой. Не исключается при этом также, что какая-то часть метаморфических пород относится к докембрию, но на современной денудационной поверхности эта часть может выходить на весьма ограниченных площадях и с небольшими мощностями.

Эти данные составляют основу другой точки зрения (неоднократно высказывавшейся и ранее) о различном возрасте названных метаморфических толщ (Романов, 1958; Соболев, 1961 и др.). Они отражены на многочисленных крупномасштабных геологических картах, а также на современных сводных геологических картах Урала и его отдельных территорий. С учетом этих данных составлены утвержденные Межведомственным стратиграфическим комитетом унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала, которые положены в основу характеристики стратиграфии в настоящем томе, а также

в основу приводимого ниже описания тектоники Восточно-Уральского поднятия.

Восточно-Уральское поднятие, в описываемой его части, характеризуется как зона развития крупных антиклинальных структур, разделенных синклинальными погружениями. Антиклинальные структуры, с приуроченными к ним крупными и многочисленными мелкими гранитными массивами, в одних случаях — широкие, приближающиеся по форме к брахиструктурам, а в других — менее широкие или относительно узкие, линейно-вытянутые в общем субмеридиональном простирании Уральской складчатой системы.

Эти структуры — антиклинории располагаются обычно на продолжении одна другой, отделяясь друг от друга поперечными синклинальными (седловинными) погружениями, составляют единые цепи как структурные подзоны и как более крупные и сложные структуры — мегантиклинории. Мегантиклинории протягиваются также в общем простирании Урала на сотни километров, ширина их в разных местах различна и меняется от нескольких километров до нескольких десятков километров. Соответственно гранитные массивы, приуроченные к антиклинориям, образуют целые пояса, отвечающие мегантиклинориям, и вся рассматриваемая зона Урала в целом является областью широкого развития гранитного (сиалического) магматизма, что и побудило И. И. Горского дать ей особое определение, как зоны развития крупных гранитных интрузий Урала.

Мегантиклинории, в большей части сложенные метаморфизованными осадочными (в терригенных, кремнистых и карбонатных фациях) и вулканогенными породами различного возраста, отделяются друг от друга крупными и также сложными синклинальными структурами — мегасинклинориями. В них развиты обычно более молодые, чем в смежных мегантиклинориях, но тоже разновозрастные — от ордовикских до нижнекаменноугольных, местами среднекаменноугольных — осадочные и вулканогенные толщи.

Как в антиклинальных, так и в синклинальных структурах широко развиты интрузивные породы основного и ультраосновного состава, а также породы кислого состава (плагиогранитового ряда), обычно пространственно и, видимо, генетически связанные с габбро. Как и в других зонах Урала, здесь выделяются целые пояса серпентинизированных ультрабазитов, которые рассматриваются как интрузии дунит-гарцбургитовой и частью дунит-верлит-пироксенитовой магмы, приуроченные к глубинным разломам. Некоторые массивы габброидных пород также образуют пояса, но, как правило, менее четко выраженные, чем ультрабазитовые. Многие массивы серпентинитов и габбро образуют согласные пластовые залежи типа факолитов, а также несогласные с вмещающими толщами штокообразные, дайкообразные и силловые тела.

Крупные гранитовые массивы, приуроченные к антиклинориям, в большей их части залегают согласно во вмещающих породах — различных кристаллических и метаморфических сланцах. При общем конкордантном характере залегания с пологими и крутопадающими контактами нередко наблюдаются в различной степени несогласные магматические контакты. Наряду с согласно залегающими во вмещающих породах апофизами больших гранитных массивов встречаются также резко несогласные, неправильные по форме апофизы и дайкообразные ответвления.

Внутреннее строение многих массивов характеризуется прежде всего развитием элементов первичной тектоники и плоскопараллель-

ными текстурами — первичной полосчатостью, ориентировкой слюд, шлировых обособлений темноцветных компонентов, уплощенных ксенолитов и др. По этим элементам устанавливаются в одних случаях конформные, в других — дисконформные по отношению к контактам массивы или их части, а также массивы с гармоничной и с дисгармоничной тектоникой по отношению к тектонике вмещающих пород.

Общие для многих гранитовых массивов элементы трещинной тектоники характеризуются развитием в гранитоидах закономерно ориентированных трещин. К ним относятся горизонтальные и пологопадающие (чаще с углами от 0 до 30°), обычно волнисто-изогнутые трещины, подчеркнутые выветриванием с образованием матрацевидной отдельности, что местами придает крупным скалистым выходам («останцам») своеобразный, весьма живописный вид; крутопадающие (чаще на запад или на восток) или вертикальные трещины сжатия с субмеридиональным простиранием, параллельным обычному удлинению массивов и простиранию сланцеватости вмещающих массивы пород или осевым плоскостям складчатых структур кровли; крутопадающие (чаще на север или на юг) или вертикальные поперечные трещины разрыва, обычно с неровными стенками и тогда открытые; система диагональных ровных трещин скалывания обычно северо-западного и северо-восточного, но иногда и иных направлений простирания с различным (по направлению и углам) падением. Картина трещинной тектоники нередко сильно усложняется не только иной (чем отмеченная выше преобладающая) ориентировкой перечисленных трещин, но и развитием других по характеру трещин с различными простиранием и падением. Многие из перечисленных трещин фиксируются дайками различных пород и кварцевыми жилами.

В некоторых антиклинориях граниты образуют группы разрозненных куполовидных или близких к ним, но несколько вытянутых массивов, приуроченных к отдельным антиклинальным (часто брахиантиклинальным) формам складчатости кровли (Юго-Коновский, Кочкарский массивы). Некоторые же комплексы (Сысертский и др.), или части комплексов (Музинский и др.), представляют собою совокупность мелких согласных и несогласных интрузивных тел различной формы и тонких инъекций при широком развитии в этих комплексах слюдяных сланцев, гнейсов и типичных мигматитов различных типов (метасоматических, инъекционных).

Данные сейсмических исследований, а также гравитационных работ (В. С. Дружинин и др.) показывают, что в большей части описанные крупные массивы и различные мелкие тела на глубинах от сотен метров до 5—7 км в рассматриваемом поднятии сливаются в едином сиалическом (гранитовом) слое земной коры, мощность которого определяется (по тем же данным) в пределах от 4—5 до 15 км. В свете этих данных, высказанные рядом исследователей представления об акмолитовой (Романов, 1947) или частью лакколитовой (Е. А. Кузнецов) форме гранитных массивов описываемой зоны Урала возможны, по-видимому, только в приложении к отдельным мелким интрузивным телам.

Сложность внутреннего устройства Восточно-Уральского поднятия усиливается и дополняется многочисленными дизъюнктивными нарушениями различных типов и разных порядков и амплитуд смещений.

Рассмотрим теперь основные черты и некоторые особенности строения отдельных крупных структур, развитых в области Восточно-Уральского поднятия.

Сартыньинский мегантиклинорий

Мегантиклинорий является крайней северной структурной зоной Восточно-Уральского поднятия в описываемой ее части, полностью скрытой под покровом мезозоя и кайнозоя. Выделенный по данным геофизических исследований и по наличию вскрытых в южной части мегантиклинория единичными скважинами пород (в том числе гранитов), аналогичных породам Восточно-Уральского поднятия на Среднем Урале, он ограничивается крайне условно. В этих условных границах он протягивается с ССВ от р. Лесма-Юган на ЮЮЗ через р. Северная Сосьва, пос. Сартынья до р. Лозьва; общая длина его несколько более 250 км, ширина от 35 до 60 км.

По отмеченным, крайне ограниченными данным, в пределах Сартыньинского антиклинория развит комплекс различных метаморфических и кристаллических сланцев, которые в той же зоне на Среднем Урале отнесены к нижнему палеозою и низам силура. Учитывая общее сужение всего Восточно-Уральского поднятия к северу и намечающееся погружение его в этом направлении, можно предполагать, что, в основном, здесь развиты породы ордовика и низов силура, что и показано на последних сводных геологических картах. К западу и к востоку от Сартыньинского антиклинория развиты более молодые палеозойские породы — Тагильского мегасинклинория (на западе) и Пельмского мегасинклинория (на востоке). Таким образом, Сартыньинский мегантиклинорий, как крупная положительная структура, на описываемых широтах по ширине отвечает всему Восточно-Уральскому поднятию.

Характер магнитного поля в самом первом приближении указывает на развитие в пределах Сартыньинского мегантиклинория широких антиклинальных структур с приуроченными к ним крупными массивами гранитов, разделенных поперечными седловинными погружениями. Таким путем, и тоже весьма условно, в пределах описываемой южной части Сартыньинского мегантиклинория выделяются с севера на юг: Верхне-Хуринский антиклинорий, Ворянская седловина, Тимкапаульский антиклинорий, Вантурская седловина и Пониловский антиклинорий.

В антиклинальных структурах развиты преимущественно сланцевые и частью гнейсовые толщи, тогда как в седловинных погружениях, наряду со сланцами, встречаются и вулканогенные породы основного и кислого состава, по-видимому (по сопоставлению с толщами, развитыми в Тагильском мегасинклинории), силурийского возраста.

Тальминский седловинный мегасинклинорий

Этот синклинорий, имеющий сложную фестончатую форму при общем субширотном простирании, отделяет Сартыньинский мегантиклинорий от других крупных положительных структур поднятия. Вместе с тем одна из частей мегасинклинория, именно Мало-Ликинская синклиналь, резко выступает к югу и переходит в Медведовско-Свердловский мегасинклинорий, вместе с которым закладывает здесь начало расчленения Восточно-Уральского поднятия на Верхотурско-Верхисетский и Сосьвинско-Коневский мегасинклинории.

Антиклинальная часть седловинного мегасинклинория — Рашкино-Ликинская антиклиналь — сопрягается с одной из антиклиналей Сосьвинского антиклинория, чем связываются Сосьвинско-Коневский и Сартыньинский мегантиклинории; это, наряду с другими соображениями, позволяет считать Сартыньинский мегантиклинорий частью

Гаевско-Суундукского пояса антиклинальных структур — главной структурной подзоны Восточно-Уральского поднятия.

Тальминский седловинный мегасинклиниорий в основном сложен верхними горизонтами ордовикско-нижнесилурийского структурного подъяруса, различными метаморфическими сланцами, а в наиболее глубоких синклинальных складках — порфиритами и туфами верхнесилурийско-нижнедевонского структурного подъяруса.

В западном крыле Тальминской седловинной структуры располагается несколько массивов серпентинитов, а также отдельные массивы габбро и плагиогранитов. Массивы серпентинитов располагаются в виде единого, но сильно изогнутого, Малопониловского пояса, возможно приуроченного к глубинному разлому, который на юге у широтного течения р. Туры, по-видимому, сходится с Серовско-Маукским глубинным разломом.

Верхотурско-Верхисетский мегантиклинорий

Мегантиклинорий протягивается на юг от Тальминской структуры, пересекая реки Сосьва, Ляля, Тура, Тагил, Исеть через пос. Новая Ляля, г. Верхотурье, г. Нижняя Салда, г. Верхняя Салда, с. Петрокаменское, г. Невьянск, пос. Верх-Нейвинский, западную окраину г. Свердловска до широты Северского, где он полностью замыкается между сливающимися Тагильским и Медведовско-Свердловским мегасинклиниориями. Общая длина его 580 км, ширина колеблется от 40 до 55 км; в замыканиях на севере и на юге 0—8 км. На всем его простирании он ограничивается Тагильским мегасинклиниорием и расположенным в восточном крыле последнего Серовско-Маукским глубинным разломом, на востоке — Медведовско-Свердловским мегасинклиниорием.

Как и другие мегантиклинории Восточно-Уральского поднятия, Верхотурско-Верхисетский мегантиклинорий весьма сложно устроен и представляет собою пояс крупных антиклинориев — Верхотурского, Салдинско-Петрокаменского и Верхисетского, разделенных поперечными седловинными синклинальными структурами — Юрьевской и Невьянской. Чередование по простиранию крупных антиклинориев и седловинных структур обусловлено ундуляцией шарнира всего мегантиклинория. В этих структурах развиты складчатые формы мелких размеров, но некоторые из этих форм представляют довольно крупные (длиной в несколько десятков и до первой сотни километров, шириной до 25—30 км) структуры, осложненные, в свою очередь, складками разных порядков, в том числе иногда тоже довольно крупными (длиной до 50—60 км, шириной до нескольких километров, а некоторые до 15—20 км), а также многочисленными разрывными нарушениями, преимущественно типа сбросов и взбросов.

Несмотря на сложность строения всего Верхотурско-Верхисетского мегантиклинория, в нем все же отчетливо различаются: общее западное крыло, широкие присводовые и сводовые части и общее восточное крыло. Западное крыло падает по преимуществу круто (60—85°) на запад, но иногда так же и более круто — на восток, восточное крыло падает всюду на восток под углами от 40 до 80°. Эти положения обуславливают некоторую не слишком четко выраженную асимметричность в форме и строении всего мегантиклинория. В сводовой и присводовых частях породы имеют крайне различное простирание, а также направление и углы падения.

Крупные антиклинальные структуры сложены гнейсами, сланцами и реже амфиболитами нижнего палеозоя, иногда в крыльях, ландовейскими парасланцами; седловины и наиболее глубокие внутренние

синклинали — парасланцами ландовери, вулканогенными породами диабазово-альбитофировой серии венлока и местами вулканогенными и туфогенными породами верхнего силура и нижнего девона. Стратиграфических и угловых несогласий между этими толщами не выявлено, в силу чего метаморфический комплекс, подстилающий ландоверийские отложения, слагающий крупные антиклинальные структуры и датированный на геологической карте нижним палеозоем, рассматривается по возрасту, в основном, как ордовикский. Кембрийский структурный ярус в этом гнейсово-сланцевом комплексе на тектонических картах выделяется лишь условно.

Для рассматриваемого мегантиклинория характерно широкое развитие интрузивных пород. Среди них гранитоиды варисской формации, приуроченные преимущественно к крупным антиклинальным структурам, пользуются наибольшим распространением. Но, кроме этих гранитоидов, довольно широко развиты также серпентинизированные ультрабазиты, образующие в крыльях антиклинориев и в седловинах крупные факолитовые залежи, многочисленные силлы, а в восточном крыле Салдинско-Петрокаменского антиклинория два относительно небольших пояса — Нижне-Салдинский и Петрокаменский, по-видимому, приуроченные к разломам глубинного типа. Пользуются меньшим распространением развитые в одних структурах с серпентинитами интрузивные массивы и тела различной формы габбро, в том числе согласные с вмещающими толщами пластовые залежи, секущие штокообразные и дайкообразные тела, силлы. В одном случае (в северо-восточной части Салдинско-Петрокаменского антиклинория и в восточной части Юрьевской седловины) вытянутые массивы образуют единую — Пийскую цепь северо-северо-восточного простирания, видимо приуроченную к разлому глубокого заложения.

Большую часть **Верхотурского антиклинория** слагают граниты варисской формации, мощная интрузия которых приурочена, главным образом, к сводовой и присводовым частям, а также к восточному крылу структуры. Породы, вмещающие эту интрузию, представлены преимущественно парасланцами и гнейсами ордовикско-нижнесилурийского структурного подъяруса. Развитые в южной части структуры в контакте с гранитами гнейсы условно относятся к доордовикским, возможно к кембрийским образованиям (по первичному субстрату).

Верхотурский и Салдинско-Петрокаменский антиклинории разделяются **Юрьевской седловинной структурой**, сложенной преимущественно парасланцами и подчиненными им основными эффузивами нижнего силура (возможно, частью верхнего ордовика).

В восточной части недалеко от пос. Пия структура пересекается вытянутым в меридиональном направлении массивом габбро, составляющим северное окончание вышеупомянутой единой цепи таких массивов и мелких интрузивных тел. По-видимому, эта цепь интрузий фиксирует протягивающийся на юг разлом глубокого заложения, названный Пийским.

Салдинско-Петрокаменский антиклинорий занимает среднее положение в Верхотурско-Верхисетском мегантиклинории и ограничивается Юрьевской и с юга Невьянской седловинными структурами, а с запада и с востока соответственно Тагильским и Медведевско-Свердловским мегасинклиниями. Он сложен нижнепалеозойскими и частью, возможно, допалеозойскими метаморфическими породами, прорванными многочисленными интрузиями перидотитовой, габбровой и гранитовой магмы, устроен весьма сложно. Тектоническую основу его составляют относительно крупные складчатые структуры, по форме приближающиеся к брахиструктурам, но несколько вытянутые в меридиональном

направлении. Доминирующими являются антиклинальные структуры — Бородинско-Ивинская, Кокшаровская, Балакинско-Петрокаменская — довольно сложные и наиболее крупные (80—65×12—25 км) мегантиклинали и несколько более простые по строению и меньшие по размерам (15—40×5—15 км) — Нивинская, Пряничниковская, Нижне-Салдинская, Шайтанская, Балакинская, Краснопольская и Беляковская антиклинали. Сложены они преимущественно нижнепалеозойскими отложениями. Западные крылья этих антиклинальных структур падают обычно на запад под углами от 55 до 85°, но иногда вертикально и даже (редко) круто на восток; восточные крылья всюду падают на восток под углами от 35 до 70°.

Из синклинальных форм, разделяющих, местами огибающих, перечисленные выше антиклинали, наиболее крупными, соизмеримыми с мегантиклиналями, являются Покровская и Нелобская мегасинклинали и меньшими по размеру — Выйская, Верхне-Салдинская, Кипринская, Журавлевская и Бродовская синклинали; те и другие сложены нижнесилурийскими отложениями. По форме синклинальные структуры являются в подавляющем большинстве прямыми и открытыми с нормальным падением крыльев под углами от 20—25° до 80°, но в некоторых синклиналях (преимущественно в западных) видны элементы асимметрии с восточным крутым падением осевых плоскостей.

Сложность строения антиклинория усиливается разрывными нарушениями и многими крупными массивами и мелкими интрузивными телами серпентинизированных ультрабазитов, габбро и связанных с ними кислых пород (кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов), а также варисских гранитов.

Два сближенные пояса серпентинитов меридионального простирания (один из них называется Петрокаменским) рассматриваются как глубинные разломы или как части (ветви) одного разлома с общим крутым (близким к вертикальному) восточным падением. Петрокаменский глубинный разлом был использован интрузией габбровой магмы (более поздней, чем перидотитовые интрузии). Некоторые крупные массивы габбро, кварцевых диоритов и плагиогранитов также, видимо, представляют согласные пластовые интрузии, тогда как другие резко несогласно прорывают вмещающие толщи. Повышенное значение и характер гравитационного поля позволяют предположить существование в области Салдинско-Петрокаменского антиклинория или крупной габбровой интрузии, апофизами которой являются выходящие на поверхность массивы габбро и его кислых отщеплений, или значительного поднятия базальтового слоя земной коры, аналогичного тем, которые вырисовываются для смежных крупных структур — Тагильского и Свердловского мегасинклинориев. Возможно, с этим связано относительно слабое развитие варисских гранитовых интрузий в Салдинско-Петрокаменском антиклинории.

Наиболее значительные тела нормальных (микроклиновых) гранитов, типичных для варисских интрузий, в Салдинско-Петрокаменском антиклинории приурочены к брахиантиклинальным складкам, развитым в южной и юго-восточной частях Бородинско-Ивинской мегантиклинали. По размерам эти тела (до 12—15 км по длине или в поперечнике) не могут идти в сравнение с крупными гранитовыми массивами в других антиклинориях.

Невьянская седловинная структура, разделяющая Салдинско-Петрокаменский и расположенный южнее Верхисетский антиклинорий, по форме близка к отмеченной выше Юрьевской седловине, но имеет большую ширину — от 7 до 20 км. Она огибает Салдинско-Петрокаменский антиклинорий с ЮЗ, Ю и ЮВ и Верхисетский — с СЗ, С и СВ.

В Невьянской седловинной структуре, как и в других подобных структурах рассматриваемой подзоны восточного склона Урала и может быть с особенной выразительностью, выступает то положение, что накопление осадков и продуктов вулканогенных излияний в силуре и раннем девоне не ограничивалось Тагильской зоной, а распространялось значительно дальше на восток через всю Верхотурско-Верхисетскую и всю Медведевско-Свердловскую зону. Мощности силуро-нижнедевонских осадочно-вулканогенных толщ к востоку от Тагильского мегасинклинория не только не уменьшаются, но для некоторых толщ несколько увеличиваются. Из этого ясно следует, что в силурийское и раннедевонское время Тагильская зона не была обособленной геосинклиналью (или интрагеосинклиналью или трогом) и Исетско-Салдинского поднятия не существовало.

Верх-Исетский антиклинорий (Соболев, 1961) является крайней южной структурой Верхотурско-Верхисетского мегантиклинория. К югу от г. Свердловска антиклинорий быстро сужается вследствие сближения его крыльев и полного их замыкания вблизи Северского (рис. 20).

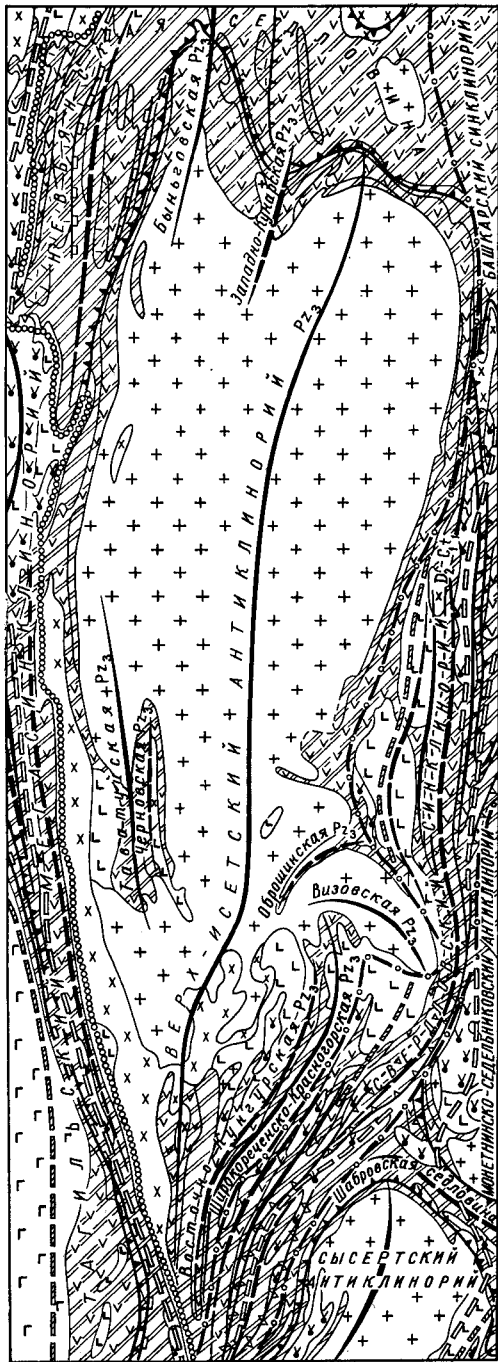
Крылья Верх-Исетского антиклинория сложены верхнеордовикскими в различной степени измененными основными эффузивами и ландоверийскими парасланцами с прослоями мраморов. В этих породах залегают относительно небольшие массивы — чаще согласные пластовые залежи, а также силлы серпентинитов, габбро, диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, обычно в своем простирании повторяющие и подчеркивающие общее простирание и изгибы вмещающих их толщ. Крупная пластовая залежь плагиогранитов в южной части антиклинория резко подчеркивает замыкание его крыльев к югу. Большая сводовая и присводовая часть антиклинория выполнена гранитоидами, образующими крупный Верх-Исетский массив, повторяющий в своих очертаниях общую форму антиклинория.

Западное крыло антиклинория и западный контакт гранитоидов падает согласно круто — под углами от 65 до 80° — на запад; восточное крыло и отвечающий ему контакт гранитов имеет восточное падение, углы от 50 до 80° , чаще 65 — 75° . Крылья осложнены мелкими складками, чаще имеющими характер складок волочения, зеркало которых обычно погружается в сторону общего падения крыльев антиклинория, с ними гармоничны складки течения в гранитоидах эндоконтакта и в гранитизированных, часто превращенных в гнейсы и мигматиты, вмещающих породах экзоконтактовых ореолов.

В восточном крыле антиклинория, в районе западной окраины Свердловска развита Визовская мегантиклиналь, приближающаяся по форме к брахиантиклинали, но резко выделяющаяся необычным для всего антиклинория юго-восточным простиранием шарнира с постепенным погружением его в том же направлении. Этой антиклинали подчинен Визовский сателлит Верх-Исетской интрузии, отделенный от главного тела узкой перемычкой из амфиболитов, парасланцев и мраморов, по-видимому, отвечающей узкой синклинали, развитой в породах кровли интрузии.

При общем конкордантном залегании Верх-Исетского гранитового интрузива в некоторых местах он резко несогласно прорывает вмещающие породы. Особенно четко это выражено в южном контакте Визовского сателлита интрузии и в ее восточном окончании, где сложная сеть апофиз несогласно в разных направлениях пересекает не только ордовикские и силурийские вулканогенные и осадочные породы, но и пластовые интрузии серпентинитов, габбро и плагиогранитов.

Во внутреннем строении Верх-Исетского гранитового интрузива четко отражается влияние структуры кровли. В целом строение мас-



- 1 [diagonal lines]
- 2 [inverted triangles]
- 3 [asterisks]
- 4 [plus signs]
- 5 [crosses]
- 6 [L shapes]
- 7 [V shapes]
- 8 [G shapes]
- 9 [chain of circles]
- 10 [arrow]
- 11 [curved line]
- 12 [curved line]
- 13 [curved line]
- 14 [arc]
- 15 [arc]
- 16 [curved line]
- 17 [arrow]
- 18 [arrow]
- 19 [arrow]
- 20 [arrow]

Рис. 20. Схема тектоники Верх-Уsetsкого антиклинория

1 — ордовикско-нижнедевонский структурный ярус; 2 — вулканогенные породы основного и среднего состава, местами основного и кислотного, и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования и зеленые сланцы; 3 — вулканогенные породы кислотного состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования. 4 — граниты и гранитоиды позднего палеозоя; 5 — кислые интрузии среднего-позднего девона; 6 — основные и средние интрузии среднего-позднего девона; 7 — ультраосновные интрузии среднего-позднего девона; 8 — основные интрузии силура — раннего девона; 9—13 — границы структур (9 — I порядка, 10 — II порядка, 11 — III порядка антиклинальных и синклинальных, 12 — то же, между смежными отрицательными структурами. 13 — IV порядка антиклинальных и синклинальных); 14 — осевые линии антиклинальных структур; 15 — то же, синклинальных; 16 — позднепалеозойские разрывные нарушения, наклонные; 17 — то же, вертикальные; 18 — ордовикско-нижекаменноугольные наклонные разрывные нарушения; 19 — глубинные разломы, фиксируемые интрузиями ультраосновной магмы; 20 — то же, фиксируемые интрузиями основной магмы

сива концентрически зональное: по периферии развиты гранитоиды повышенной основности — гранодиориты и кварцевые диориты, образовавшиеся в результате контаминации гранитовой магмы основными породами кровли и их ассимиляции. В центральных частях интрузива развиты, по преимуществу, нормальные (и приближающиеся к ним по составу) граниты. В то же время и во внутренних присводовых частях массива нередко развиты гранодиориты, обычно приуроченные к синклинальным структурам, выявляемым по элементам залегания план-параллельных текстур — первичной полосчатости, ориентированности уплощенных ксенолитов пород кровли, шлиров и т. п. В массиве по



Рис. 21. Верх-Исетский гранитовый массив в районе г. Чертово Городище (фото И. Д. Соболева)

план-параллельным текстурам четко устанавливаются замыкающиеся складчатые формы, вытянутые в общем меридиональном простирании массива. Так, отчетливо выделяется Таватуйская мегантиклиналь, Исетская, Песчаная и другие антиклинали, а также разделяющие их синклинали, обычно с нормальным (на запад и на восток), повсюду крутым ($60-80^\circ$) падением план-параллельных текстур в крыльях и редко пологим ($15-60^\circ$) вблизи сводов. В целом вырисовывается четкая картина гармоничности тектоники гранитового интрузива и вмещающих его пород. Почти всюду также выявляется конформность внутренней тектоники гранитоидов по отношению к контактам.

В гранитах Верх-Исетского интрузива отчетливо также выражены элементы трещинной тектоники, общие для большей части варисских гранитовых массивов Урала (рис. 21).

Медведевско-Свердловский мегасинклинорий

Мегасинклинорий представляет собою узкую синклинальную структуру, разделяющую Верхотурско-Верхисетский мегантиклинорий на западе и большую северную часть Сосьвинско-Коневского и крайнюю северную часть Сысертско-Ильменогорского мегантиклинориев на востоке. Эта структура протягивается с ССВ от истоков рек Пели, Тесьмы, Монастырки (от Тальминской седловины) на ЮЮЗ через устье р. Салды, пос. Медведевский, дер. Корелы, с. Аятское,

г. Свердловск до г. Полевского, где она сливается с южной частью Тагильского мегасинклинория. Общая длина ее 350 км, ширина от 4 до 17 км.

Сложен Медведевско-Свердловский мегасинклинорий силурийскими и нижнедевонскими, преимущественно вулканогенными и частью осадочными толщами, в общем аналогичными, как по составу, так и по мощностям, силуро-нижнедевонским толщам Тагильского мегасинклинория. Отличие заключается в том, что в самых низах силура в Медведевско-Свердловской структуре довольно широким развитием пользуются фации кремнистых, углисто-глинисто-кремнистых сланцев; видимых перерывов и стратиграфических несогласий между нижним и верхним силуром здесь не установлено. В Первомайском синклинории, к ССВ от пос. Верхняя Пышма эффузивы основного состава по возрасту условно отнесены к среднему девону.

В общих чертах Медведевско-Свердловский мегасинклинорий представляет собою узкую синклиналиную структуру с падением западного крыла на восток под разными углами от 40 до 70° и восточного — преимущественно на запад под углами от 60 до 85°. Местами восточное крыло падает круто (90—75°) на восток. Таким образом, по падению ее крыльев в некоторых местах проявляется некоторая асимметричность всей структуры. Следует, однако, заметить, что во многих случаях, особенно в местах сопряжения мегасинклинория с седловинными погружениями смежных мегантиклинориев границы мегасинклинория теряются и вся структура утрачивает четкость. С другой стороны, в ряде мест развиты дизъюнктивные нарушения типа сбросов и взбросов, что придает структуре в этих ее местах характер грабен-синклинали.

Шарнир Медведевско-Свердловского мегасинклинория испытывает сравнительно медленные погружения и воздымания, вследствие чего вся структура по простиранию расчленяется на отдельные синклинории, в свою очередь осложненные складками разных порядков и разрывными нарушениями. Наиболее сложное строение мегасинклинорий имеет в своей южной части, что обусловлено сочетанием напряженных складок линейного типа с разрывными нарушениями, а также с брахискладками. Сложность строения этой части усиливается широким развитием интрузий перидотитовой и габбровой магмы, частью приуроченных к глубинным разломам, частью слагающих отходящие от глубинных разломов факолитовые залежи и массивы, а также мелкие тела иных форм, как согласные, так и не согласные с вмещающими породами.

В составе мегасинклинория выделяются Медведевский, Башкарский, Свердловский и Первомайский синклинории. В свою очередь каждая из этих структур осложняется развитыми внутри них более мелкими антиклинальными и синклиналиными складками.

Наиболее сложно устроена южная часть мегасинклинория, где располагаются в ряд две структуры: Свердловский синклинорий и восточнее — Первомайский синклинорий.

Свердловский синклинорий сложен нижнесилурийскими осадочно-вулканогенными толщами, при этом в крыльях и в антиклиналях внутри структуры развиты преимущественно кремнистые, углстые, углисто-кремнистые, филлитовые и углисто-кварцитовые сланцы, а также диабазы, диабазовые порфириды, кварцевые альбитофиры, зеленые сланцы и порфиroidы ландовери, в приосевых частях и в отдельных синклиналях — венлокские диабазы, порфириды базальтовые и туфы андезито-базальтового состава, в большей части измененные в порфиритоиды и зеленые сланцы.

Линейный характер всего синклинория усиливается и резко подчеркивается развитыми внутри него резко удлинненными и обычно узкими, мелкими антиклинальными и синклинальными складками.

В северной части Свердловский синклинорий обладает чертами асимметричной структуры, осевая плоскость которой наклонена на запад. Западное крыло ее здесь падает на восток под углами от 45 до 75°, так же падают и крылья запрокинутых на запад складок разных порядков (до микроскладок), развитых в западном крыле. Восточное крыло падает всюду круто (60—85°) в одних случаях на запад, в других на восток, но местами вертикально. Это крыло осложняется Мостовским глубинным разломом, к которому приурочена цепь линейно вытянутых узких тел серпентинитов, имеющих тоже вертикальное и круто западное или восточное падение.

В южной части, в районе Свердловска и южнее, Свердловский синклинорий имеет характер нормальной открытой синклинальной структуры с восточным падением западного крыла и западным падением восточного крыла.

В западном крыле синклинория залегают Балтымский и Молебский массивы габбро, лежащие на продолжении друг друга и приуроченные здесь к развитой в этом крыле Балтымско-Молебской мегасинклинали, которая отделяется от приосевой части синклинория узкой Западно-Пышминской антиклиналью и крутопадающими на восток сбросами. По-видимому, верхние горизонты названных массивов габбро представляют собою факолиты, отвечающие одноименным синклиналям, развитым в силурийских толщах. В то же время четко выраженное поясовое расположение этих массивов габбро указывает на возможное наличие здесь единого подводящего канала, видимо отвечающего одному разлому глубокого заложения.

Как и в Тагильском мегасинклинории, гравитационное поле в Медведовско-Свердловском мегасинклинории вообще и в Свердловском синклинории, в частности, повышенное. Это обстоятельство заставляет предполагать здесь заметное приближение базальтового слоя к поверхности, а расчеты гравиметровых профилей определяют глубины залегания поверхности плотного базальтового слоя в пределах 5—6 км. Указанные глубины, видимо, определяют и максимальные глубины Балтымского разлома, по которому происходила интрузия габбровой магмы этого пояса.

Параллельно общему простиранию Свердловского синклинория в западном и восточном крыльях его прослеживаются соответственно Западно-Свердловский и Восточно-Свердловский вертикальные и крутопадающие (на восток и на запад) сбросы, по которым центральная приосевая часть синклинория опущена на 250—300 м по вертикали. В этой части синклинория четко проявляется отмеченный выше грабен-синклинальный характер структуры.

В месте сопряжения Свердловского синклинория с Полевской мегасинклиналью одни и те же толщи западного крыла названного синклинория, огибая и замыкая Верх-Исетский антиклинорий с юга, переходят в восточное крыло Тагильского мегасинклинория.

В северо-западной части **Первомайского синклинория** вблизи д. Корелы установлено несколько мелких наложенных мульд, выполненных верхневизейскими известняками, а также обломочными породами предположительно среднекаменноугольного возраста (с обломками известняков, содержащих фауну среднего и верхнего визе). Эти крайние западные точки распространения визейских известняков на восточном склоне Среднего Урала указывают, во-первых, на широкое, по-видимому, повсеместное развитие визейской трансгрессии на Сред-

нем Урале и, во-вторых, на большой перерыв в отложениях, отвечающий всему девону и началу карбона (турне, раннее визе) или на глубокий предсредневизейский разрыв в рассматриваемой зоне Среднего Урала. Точно так же наложенные мульды, выполненные послевизейскими обломочными породами, позволяют считать, что вслед за визейско-намюрской трансгрессией в подзоне Медведевско-Свердловского мегасинклинория, а вероятнее и в области всего восточного склона Среднего Урала происходили значительные поднятия и складчатые движения; последующим размывом визейских известняков обусловлено непосредственное наложение среднекаменноугольных обломочных пород на силурийские толщи. По-видимому, накопление обломочного материала в среднем карбоне происходило в рассматриваемой части Урала в частных прогибах, формировавшихся в ходе варисских движений в крупные синклинии, подобные Медведевско-Свердловскому мегасинклинорию.

Сысертско-Ильменогорский мегантиклинорий

Сысертско-Ильменогорский мегантиклинорий протягивается с ССВ от ст. Ключевск и г. Березовска на ЮЮЗ через пос. Верх-Сысерть, пос. Касли, Вишневые горы, г. Кыштым, Ильменский хребет до с. Ларино. С запада он ограничивается на севере — Медведевско-Свердловским, в средней части — Тагильским и в южной — Магнитогорским мегасинклинориями, с востока — Арамильско-Сухтелинским мегасинклинорием.

Наиболее крупные антиклинории (Сысертский и Вишневогорско-Ильменогорский), входящие в состав мегантиклинория, сложены кристаллическими сланцами (сланцевыми и другими), амфиболитами, зелеными сланцами и частью метаморфическими (филлитовыми), условно датируемыми на современных геологических картах нижним палеозоем или верхним протерозоем и нижним палеозоем. Значительные части антиклинория заняты гранитами варисской гранитовой формации, образующими относительно не крупные массивы и мелкие интрузивные тела различной формы, а также многочисленные тонкие согласные жилообразные, часто вытягивающиеся «инъекции», обуславливающие широкое развитие типичных мигматитов в полях гнейсов; в Вишневогорско-Ильменогорском антиклинории к приосевым частям приурочены линейно вытянутые массивы щелочных пород, преимущественно миасцитов, и сопровождающих их щелочных сиенитов, а также связанных с ними метасоматических образований типа фенитов.

В более мелких антиклинальных структурах (Монетнинско-Седельниковский антиклинорий), в нижних частях крыльев отмеченных выше крупных антиклинориев, в седловинных структурах (Шабровской, Верхнесинарской) и во внутренних синклиналях развиты нижнесилурийские парасланцы и частью метаморфизованные основные эффузивы и, в меньшей части, вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи верхнего силура и нижнего девона, тоже в разной степени метаморфизованные.

Монетнинско-Седельниковский антиклинорий является крайней северной структурой Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория. Он сложен метаморфизованными в зеленые сланцы и амфиболиты основными вулканогенными породами предположительно верхнего ордовика и различными парасланцами и зелеными сланцами нижнего силура, нешироким распространением пользуется осадочно-вулканогенная (преимущественно туфогенная) толща верхнего силура и нижнего девона. В названных толщах в большей части согласно, но часто с несоглас-

ными прорывами залегают интрузивные породы — серпентиниты, перидотиты, дуниты, пироксениты, габбро, плагиограниты Монетнинского, Березовского, Уктусского и Шабровских массивов и граниты Кедровского, Шарташского и Седельниковского массивов.

Общим погружением шарнира на ССВ обусловлено замыкание крыльев антиклинория в районе ст. Монетной и ст. Ключевск, где эта структура как северное окончание Сысертско-Магнитогорского мегантиклинория погружается под верхнесилурийско-нижнедевонские и среднедевонские толщи Первомайского синклинория и на востоке примыкает к Сосьвинско-Конеvскому мегантиклинорию. К югу от г. Березовска Сысертско-Ильменогорский и Сосьвинско-Конеvский мегантиклинории расходятся и между ними располагается северное окончание Арамильско-Сухтелинского мегасинклинория.

Внутри Монетнинско-Седельниковского антиклинория вследствие погружения его шарнира развиты (с севера на юг) Монетнинская мегантиклиналь, Мочаловская синклиналь, Старо-Пышминская антиклиналь, Березовская мегасинклиналь и Шарташско-Седельниковская мегантиклиналь.

Сысертский антиклинорий (рис. 22) располагается между поселками Мраморским и Полдневским на западе, г. Сысертью и с. Воскресенским — на востоке. По строению это крупная и сложная брахиантиклинальная структура в плане овальной, приближающейся к ромбовидной формы, распадающаяся на ряд брахиантиклиналей и разделяющих синклиналей. В составе антиклинория выделяются Осиновская, Иткульская и Шумихинская мегантиклинали, Чебаковская и Ташкульская мегасинклинали. Образован он, в основном, сложным по составу и строению мигматитовым комплексом, для которого субстратом служили нижнесилурийские, ордовикские и, возможно, частью доордовикские осадочные и вулканогенные породы. В центральных частях мегантиклиналей отмечаются многочисленные в большинстве линзовидные тела варисских гранитов, очевидно, явившихся центрами мигматизации. В разделяющих синклиналях парасланцы и зеленые сланцы нижнего силура и многочисленные пластовые тела и силлы серпентинитов, талько-карбонатных и талько-антофиллитовых пород прорываются мелкими гранитными интрузиями несогласно.

Сысертский и Вишневогорско-Ильменогорский антиклинорий разделяются **Верхнесиарским седловинным синклинорием**, сложенным верхнеордовикскими амфиболитами и нижнесилурийскими парасланцами. Крылья этой структуры, огибая антиклинории на западе и на востоке, расходятся и сливаются на западе с Тагильско-Магнитогорским, а на востоке с Арамильско-Сухтелинским мегасинклинориями.

Вишневогорско-Ильменогорский антиклинорий сложен преимущественно гнейсами, мигматитами, слюдяными и другими кристаллическими сланцами и амфиболитами, предположительно нижнепалеозойского (ордовикского) возраста и по периферии (в нижних частях крыльев) нижнесилурийскими парасланцами и зелеными сланцами. Этот антиклинорий имеет четко выраженную удлиненную форму (длина его 150 км, ширина от 12 до 20 км) и обладает чертами асимметричного строения: приосевая часть его располагается на западе антиклинория и образует лежащие на продолжении друг друга две крупные антиклинальные структуры линейного типа — Вишневогорскую и Ильменогорскую мегантиклинали, осевые плоскости которых наклонены в Вишневогорской мегантиклинали на восток, в Ильменогорской на запад, и крылья которых падают круто (от 65 до 90°) на восток и на запад. В восточной широкой части развиты как резко линейные структуры, так и структуры, приближающиеся к брахиформам. В за-

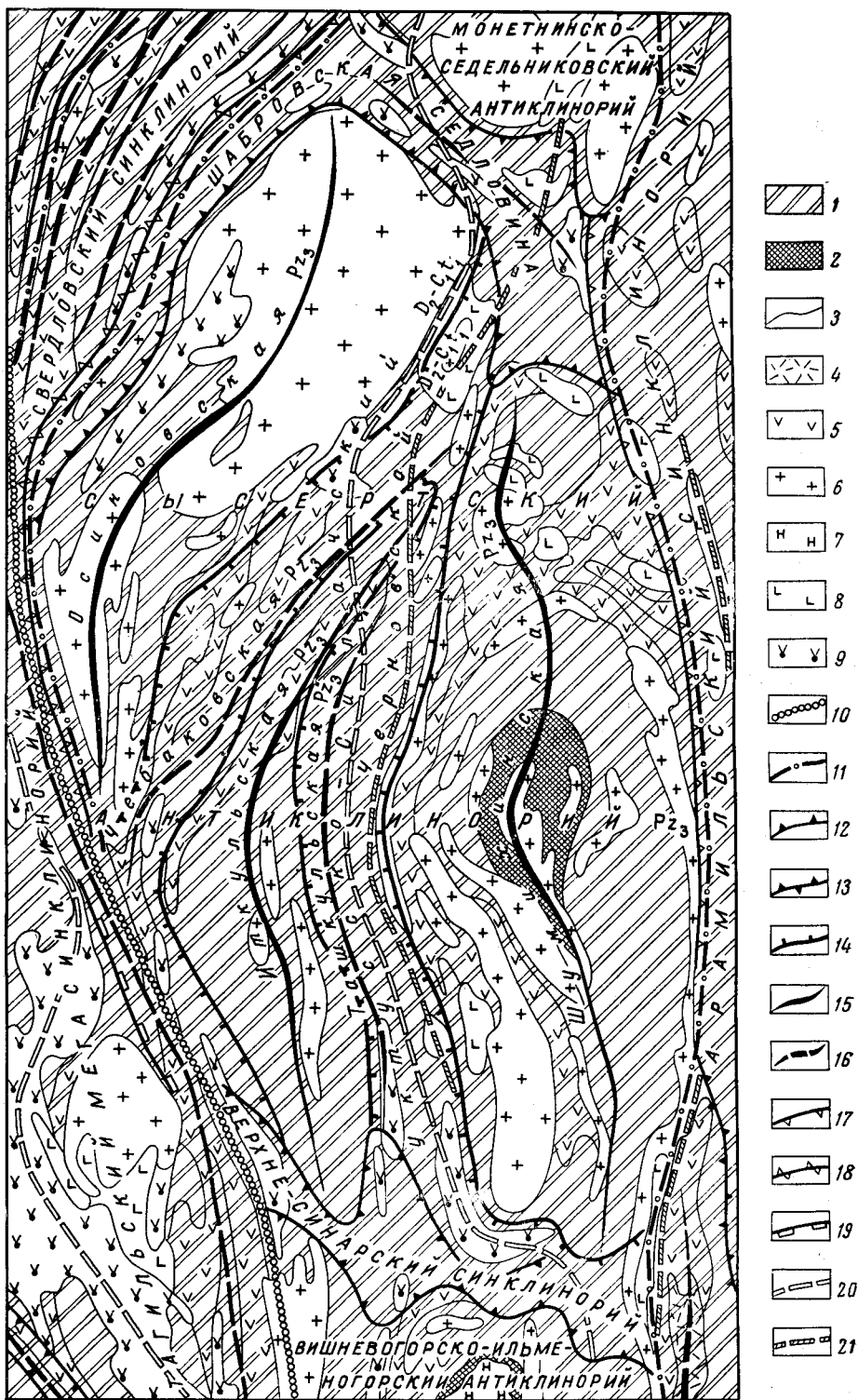


Рис. 22. Схема тектоники Сыертского антиклинория

1 — ордовикско-раннедевонский структурный ярус; 2 — кембрийский структурный ярус; 3 — нормальные границы структурных ярусов и границы пород; 4 — вулканогенные породы кислого состава; 5 — вулканогенные породы основного и среднего состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования и зеленые сланцы; 6 — граниты и гранитоиды позднего палеозоя; 7 — мicasкиты и нефелиновые сиениты позднего палеозоя; 8 — основные и средние интрузии среднего — позднего девона; 9 — ультраосновные интрузии среднего — позднего девона; 10—14 — границы структур (10—11 порядка, 11—11 порядка антиклинальных и синклиналиных, 13 — то же, между смежными отрицательными структурами, 14—IV порядка антиклинальных и синклиналиных); 15 — осевые линии антиклинальных структур; 16 — то же, синклиналиных; 17 — позднепалеозойские разрывные нарушения, наклонные; 18 — то же, вертикальные; 19 — среднедевонско-раннегурейские наклонные разрывные нарушения; 20 — глубинные разломы, фиксируемые интрузиями основной магмы

падной приосевой части развиты интрузии щелочных пород, и подчиненным распространением пользуются кислые интрузивные породы; в восточной залегают сравнительно крупные интрузивы (Увильдинский, Аргазинский и другие массивы), а также многочисленные мелкие тела и тонкие инъекции гранитов.

Применительно к приосевой части весь антиклинорий можно условно разделить на две крупные структуры — Вишневогорскую и Ильменогорскую мегантиклинали.

Основной структурной формой *Вишневогорской мегантиклинали* является собственно Вишневогорская антиклиналь (Б. М. Роненсон), расположенная в западной части всего антиклинория и протягивающаяся с ССВ на ЮЮЗ. В центральной части располагается вытянутый массив миасцитов, с подчиненными им щелочными сиенитами и часто окаймленными ореолом фенитов, фенитизированных гнейсов и мигматитов. Для миасцитов характерны дисгармоничные, опрокинутые на северо-восток складки течения (волочения?), осложненные, как правило, разрывными смещениями, иногда затухающими в миаскитах, но вновь прослеживающимися во вмещающих породах на сотни метров. Крылья антиклинали сложены различными кристаллическими сланцами, преимущественно гнейсами, амфиболитами и кварцитами.

Вишневогорская антиклиналь несколько опрокинута на восток, осевая плоскость ее падает круто (около 75°) на запад, падение пород в крыльях колеблется от 55 до 80° , в восточном крыле часто несколько круче, чем в западном. Шарнир антиклинали погружается к северу под углами от 15 до 25° , в среднем около 20° , что хорошо фиксируется также линейными структурами в миаскитах; в северном периклинальном замыкании (к северу от Вишневогорска) погружение шарнира достигает 85° . Кроме Центрального массива миаскиты образуют еще «седловинную залежь», приуроченную к этому северному погружению и резко подчеркивающую здесь замыкание крыльев антиклинали.

К западу от Вишневогорской антиклинали располагается Казанская синклиналь, сложенная кварцевыми и различными парасланцами, сопоставляемыми по возрасту с граптолитовыми сланцами Черемшанской структуры Северско-Мауской моноклинали. Еще западнее слабо обрисовывается Иткульская антиклиналь (южное окончание мегантиклинали), сложенная здесь также кристаллическими сланцами с приуроченными к ним гранитами Аракульского массива и опрокинутая на восток. Западное крыло ее является общим с восточным крылом Полевской и Карабашской мегасинклиналей (Тагильско-Магнитогорского прогиба).

К востоку от Вишневогорской антиклинали располагаются последовательно сменяя друг друга с северо-запада на восток: Сунгульская синклиналь, Силачская антиклиналь, Шуваринская синклиналь. Эти складки линейного типа, протягивающиеся с СВ на ЮЗ, выявляются по элементам залегания кристаллических сланцев. По форме они как симметричные, так и асимметричные с крутым падением крыльев на запад и на восток, то с вертикальным, то с крутым восточным падением осевых плоскостей.

Разрывные тектонические нарушения в Вишневогорской мегантиклинали устанавливаются во многих местах. Наиболее крупные из них: Кыштымский надвиг (Е. А. Кузнецов, Б. М. Роненсон), фиксирующийся мигматитами и протягивающийся с СВ на ЮЗ с падением поверхности на ЮВ $60-70^\circ$; Западно-Вишневогорский сброс, протягивающийся в меридиональном направлении вдоль всякого западного крыла Вишневогорской антиклинали примерно по границе ее с Каюмской синклиналью, с крутым западным или м. б. вертикальным падением; широт-

ные и субширотные сбросы и сдвиги (Больше-Маукский, Мало-Маукский и др.), к которым приурочены дайки гранитовых пегматитов и мусковитизированных миаскитов (либнеритов).

Южнее Кыштымского надвига (к юго-западу от г. Кыштыма) западнее озер Увильды и Аргазы, с ССВ на ЮЮЗ протягиваются несколько очень узких, резко линейно-удлиненных антиклинальных и синклиналильных складок. Западные крылья антиклиналей падают круто на запад и реже на восток, восточные — круто на восток. Здесь крутое западное падение плоскостей складок Вишневогорских гор как бы меняется на крутое восточное, наблюдаемое в Ильменских горах. К ядрам антиклинальных складок приурочены узкие линейно-вытянутые жилообразные согласные интрузивные тела миаскитов и щелочных сиенитов. На широте оз. Аргазы и южнее эти интрузивные тела расширяются, нередко соединяются и еще южнее сливаются в более крупные массивы Ильменских гор.

Ильменогорская мегантиклиналь (А. Н. Заварицкий, В. Я. Левин и Ю. Д. Панков) по своему строению близка к Вишневогорской, но имеет и существенные отличия от нее. Осевая плоскость ее наклонена на запад, оба крыла падают на восток, западное круче ($75-90^\circ$), чем восточное (от 55 до 75°). Узкое западное крыло срезано крупным взбросом, по которому это крыло несколько надвинуто на восточное крыло Карабашского синклинория. Присводовая часть Ильменогорской мегантиклинали осложнена линейными складками, несколько запрокинутыми на запад. К ним приурочены главные массивы миаскитов и щелочных сиенитов. Восточное широкое крыло также осложнено складками разных порядков. В южной своей части Ильменогорская мегантиклиналь имеет четко выраженное погружение на юг. При этом к югу от наиболее широкой (до 4 км) части массива миаскитов, здесь единого и согласно залегающего с вмещающими гнейсами, при замыкании крыльев всей структуры миаскиты (план-параллельные текстуры в них) и вмещающие их амфиболиты, гнейсы и различные кристаллические сланцы имеют согласное широтное простирание и падение (погружение) на юг под углами от 15 до 55° . Кроме этих главных интрузивных массивов, миаскиты и щелочные сиениты местами образуют более мелкие межпластовые залежи.

Как в щелочных интрузивных, так и во вмещающих их метаморфических породах развиты трещины разных направлений. Наибольшим развитием из них пользуются закономерно ориентированные субмеридиональные (с крутым падением на восток), субширотные (с крутым чаще на север, местами на юг и вертикальным падением) северо-западного и реже — северо-восточного простирания (с крутым падением на СВ и ЮЗ, на СЗ и ЮВ).

С трещинами субширотного (местами СЗЗ и ЮЗЗ) простирания связаны дизъюнктивные нарушения типа сбросо-сдвигов с небольшими амплитудами (от единиц до $100-150$ м). К этим нарушениям и трещинам разных направлений приурочены жилы пегматитов гранитового и щелочного состава. По взаимоотношениям даек различных направлений в Ильменогорской мегантиклинали, так же как и в Вишневогорской, устанавливается наличие домиаскитовых и послемиаскитовых гранитов и гранитовых пегматитов.

В восточной широкой части Вишневогорско-Ильменогорского синклинория гнейсы и различные кристаллические сланцы смяты в узкие линейно-вытянутые складки, часто запрокинутые на запад и имеющие крутое восточное падение крыльев. Однако во многих местах эти напряженные складки линейного типа сменяются более простыми складками, приближающимися к брахискладкам. Наиболее значительной из-

таких складок является Увильдинская антиклиналь (длина 35 км, ширина 12 км). К центральным частям антиклиналей приурочены одноименные с ними гранитовые массивы, внутренняя тектоника (план-параллельные и линейные текстуры, трещины) которых гармонична (план-тектонике вмещающих сланцево-гнейсовых толщ. В восточном крыле Ильменогорской мегантиклинали располагается Няшевская синклиналь, сложенная амфиболитами верхнего ордовика.

В северной части Вишневогорско-Ильменогорского антиклинория, вдоль его восточной границы, протягивается Сысертско-Иртяшская цепь габбровых интрузий, по-видимому, приуроченная к единому разлому глубокого заложения.

В южной части Ильменогорской мегантиклинали гнейсы Ильменогорского комплекса погружаются под парасланцы (преимущественно углисто- и графитисто-кварцитовые) Игишских гор, на которые, в свою очередь, налегает толща кристаллических и метаморфических сланцев с прослоями и линзами конгломератов и мраморизованных известняков, содержащих фауну кораллов среднего и верхнего ордовика. Все перечисленные породы входят в состав Ильменогорского комплекса кристаллических сланцев, причем в своем продолжении на север постепенно приобретает более высокие ступени метаморфизма (до гнейсов и амфиболитов).

Уйский антиклинорий является южным продолжением Вишневогорско-Ильменогорского и условно отделяется от него южным окончанием упомянутого выше Западно-Ильменогорского взброса. Северная оконечность Уйского антиклинория в районе пос. Филимоново слегка смещена (кулисно) на юго-запад по отношению к южной части Ильменогорской мегантиклинали. Антиклинорий протягивается с севера на юг примерно до широты пос. Куликовского, общая длина его 130 км, ширина достигает 12 км. К югу от пос. Уйского антиклинорий постепенно погружается и также постепенно сужается, вследствие чего расчлененный к востоку Арамилско-Сухтелинский мегасинклинорий сближается с Магнитогорским мегасинклинорием; в районе пос. Куликовского описываемый антиклинорий полностью погружается и названные два мегасинклинория сливаются. Осевая линия антиклинория проходит в большей ее части ближе к восточной границе, чем определяется некоторая асимметрия этой структуры. Вдоль западного крыла вблизи границы антиклинория проходит Сугомакско-Кацбахский разлом, к которому приурочена цепь массивов и мелких интрузивных тел серпентинитов, падающих круто на запад и на восток. В восточном крыле намечается другой — Беловский глубинный разлом, фиксирующий серпентинитами и имеющий крутое восточное падение.

Уйский антиклинорий сложен по преимуществу нижнесилурийскими парасланцами и подчиненными им метаморфизованными основными эффузивами; в ядрах некоторых антиклиналей из-под нижнесилурийской сланцевой толщи выступают согласно с ней залегающие амфиболиты и гнейсы, предположительно относимые к нижнему палеозою (в основном к ордовику).

В северной и южной частях антиклинорий имеет характер линейной структуры с крутым (60—80°) то западным, то восточным падением западного крыла и относительно более пологим (от 40 до 70°) восточным падением восточного крыла. В этих частях антиклинорий осложнен лишь мелкими складками тоже преимущественно линейного типа, местами наклоненными на запад. В средней, относительно более широкой части антиклинория он распадается на ряд брахиантиклинальных структур, окаймленных и разделенных синклиналями различных направлений. Наиболее значительными по размерам из этих бра-

хиантиклиналей являются: Ларинская, Уйская и Вандышевская. Названные антиклинали в плане имеют изометричные формы, сложены по периферии нижнесилурийскими углисто- и графитисто-кварцитовыми сланцами и нижнепалеозойскими амфиболитами, гнейсами, а также приуроченными к присводовой части мигматитами и гранитами. Падение сланцев и гнейсов и поверхностей план-параллельных тектур в гранитах всюду от центра к периферии под углами от 40 до 70°.

Арамильско-Сухтелинский мегасинклиний

Эта крупная синклинальная структура, развитая внутри Восточно-Уральского поднятия, располагается к востоку от Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория и отделяет его от расположенных восточнее Сосьвинско-Коневского и Челябинско-Суундукского мегантиклинориев. Северная оконечность его находится на широте г. Березовска, где от сопряжения Сысертско-Ильменогорского и Сосьвинско-Коневского мегантиклинориев происходит виргация этих двух структур и возникновение разделяющей их синклинальной Арамильско-Сухтелинской структуры. Далее Арамильско-Сухтелинский мегасинклиний протягивается с севера на юг (постепенно отклоняясь к юго-западу) через г. Арамиль, г. Сысерть, с. Тюбук, с. Кузнецкое, дер. Кулуево, пос. Травники, пос. Сухтелинский, пос. Березинский. Общая длина мегасинклинория 390 км, ширина от 7 до 35 км, в большей части 15—25 км.

Арамильско-Сухтелинский мегасинклиний сложен среднепалеозойскими (от силурийских до нижнекаменноугольных) в разной степени метаморфизованными осадочными (в терригенных, кремнистых и карбонатных фациях) и вулканогенными породами, образующими внутри мегасинклинория складчатые структуры различных форм и различных порядков и вмещающих довольно крупные интрузивные массивы и мелкие тела серпентинитов и габбро преимущественно средне- и позднедевонского возраста, а также редкие массивы и дайкоподобные тела варисских гранитоидов. При всей сложности строения мегасинклинория общий синклинальный характер его выражен достаточно отчетливо. При этом западное крыло падает всюду на восток и восточное на запад под различными углами (от 20 до 80°).

Западное крыло мегасинклинория, устроенное, в основном, несколько проще восточного, осложняется отмеченными выше седловинными структурами, развитыми в Сысертско-Ильменогорском мегантиклинории — Шабровской и Верхнесинарской. Восточное крыло мегасинклинория менее отчетливо выражено. Это обусловлено значительной ундуляцией шарниров, расположенных непосредственно к востоку от Сосьвинско-Коневского и Челябинско-Суундукского мегантиклинориев, и развитием в этих подзонах седловинных погружений, которые сливаются на западе с Арамильско-Сухтелинским мегантиклинорием и прерывают его восточное крыло.

На юге Арамильско-Сухтелинский мегасинклиний прерывается западной частью Джабык-Карагайского антиклинория и, отклоняясь к западу, сливается с Устиновско-Амурским синклинорием Магнитогорского мегасинклинория.

В пределах Арамильско-Сухтелинского мегасинклинория с севера на юг выделяются (большей частью по условным границам) слагающие его крупные структуры (третьего порядка): Арамильский, Кызылташский, Кулуевский синклинории, Камбулатовский антиклинорий (седловинный), Заураловский синклиний, Светловская седловинная структура, Сухтелинский и наложенный Куликовский синклинории.

Арамилский синклиорий — крайняя северная структура Арамилско-Сухтелинского мегасинклиория, протягивается с севера на юг на 105 км, ширина его 7—15 км. В северной части синклиорий осложняется рядом брахисинклинальных структур разного порядка. Наиболее крупные из них: Косулинская брахисинклиналь, сложенная нижнесилурийскими и верхнесилурийско-нижнедевонскими вулканогенно-терригенными толщами, падающими от периферии к центру под углами от 10 до 60°; Ключевская синклиналь, сложенная в центральных частях венлокским диабазово-альбитофировым комплексом пород и в крыльях — ландоверийскими парасланцами. Западное крыло ее падает круто (60—80°) на восток, а восточное — более полого (от 40 до 70°) на запад.

Как отмеченные брахисинклинали, так и разделяющие их изогнутые (местами линейного типа) антиклинали осложнены мелкими складками до мелкой плейчатости.

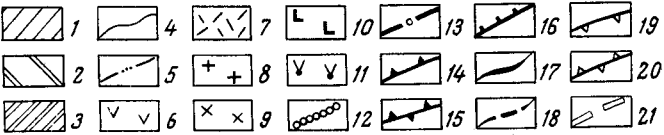
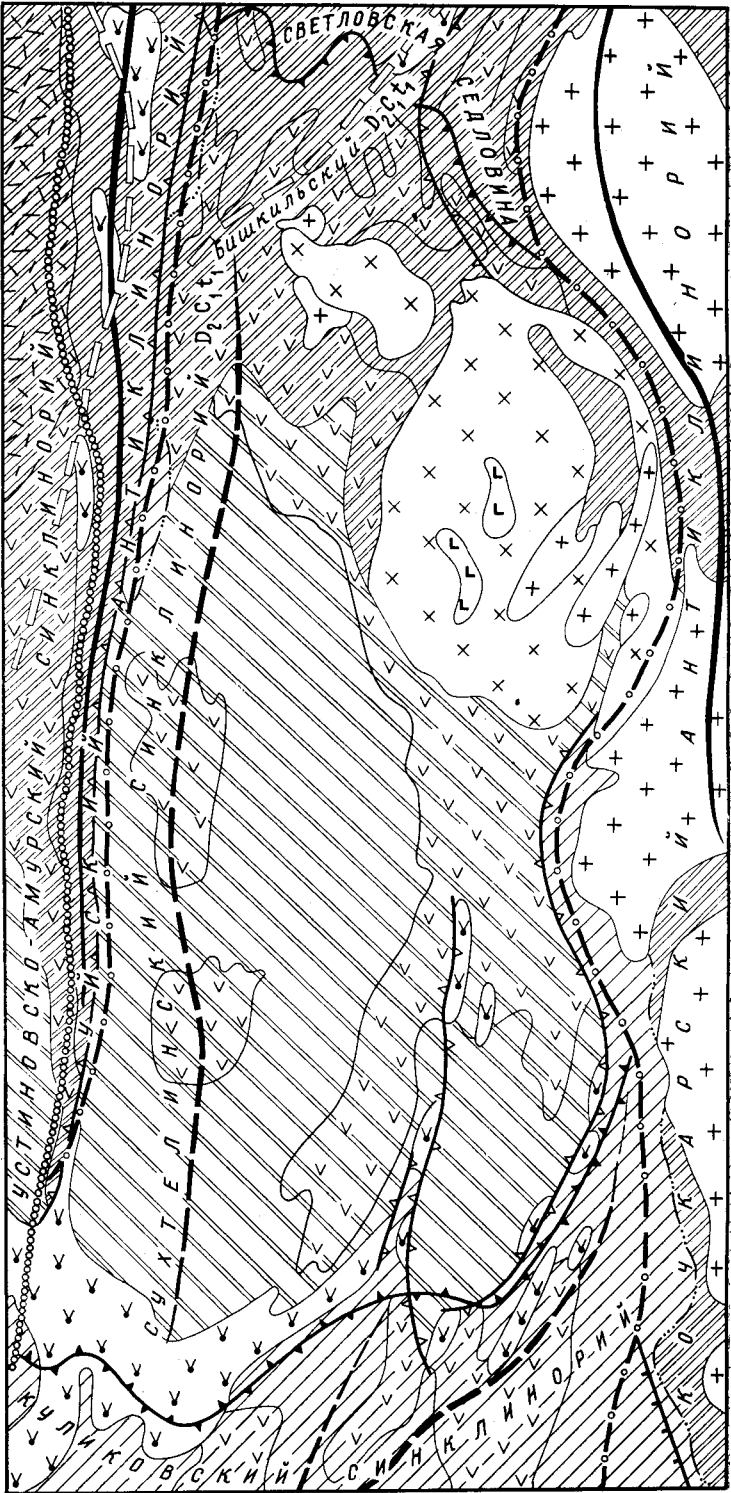
В районе г. Сысерти и к югу от него осложняющие синклиорий структуры приобретают четкую линейную вытянутость в меридиональном направлении. Наиболее значительными по размерам из этих структур являются: Кашинская антиклиналь с приуроченным к ней гранитовым массивом, Верхне-Габаевская синклиналь, еще восточнее — Верхне-Боевская антиклиналь и Никольская синклиналь. Крылья этих структур падают на запад и на восток под углами от 50 до 85°, местами устанавливаются черты асимметрии этих структур и запрокинутости их на запад.

Вдоль западной границы южной половины Арамилского синклиория проходит Сысертско-Иртяшский глубинный разлом, к которому приурочен одноименный пояс интрузий габбро и серпентинизированных перидотитов. В восточном крыле Ключевской синклинали залегает одноименный с ней массив серпентинизированных перидотитов (гарцбургитов) и дунитов, который представляется южным окончанием Асбестовско-Ключевского перидотитового пояса, фиксирующего одноименный глубинный разлом. Кроме отмеченных глубинных разломов в Арамилском синклиории местами наблюдаются мелкие разрывные нарушения типа крутопадающих на восток и на запад сбросов и взбросов, амплитуды смещений определяются до нескольких десятков, а местами до 100—150 м.

Кызылташский синклиорий (длина его 75 км, ширина от 3 до 8 км) в своей северной части по строению аналогичен южной половине Арамилского. К югу от оз. Иртяш и оз. Кызылташ синклинальные складки сходятся в единую синклинальную структуру, осевая плоскость которой проходит вблизи западной границы синклиория и слабо наклонена на восток; западное крыло синклиория здесь падает несколько круче (60—75°) на восток, чем восточное (от 45 до 60°) на запад. Осложняющие мелкие складки то прямые, то слабо наклоненные как на запад, так и на восток.

Кулуевский синклиорий (длина его около 70 км, ширина достигает 30 км) по строению и форме представляет асимметричную структуру. Западное крыло его широкое, имеет сравнительно пологое падение на восток. Оно осложнено складками разных порядков, крылья этих складок падают на восток и на запад под углами от 40 до 70°. В нем прослеживаются две цепи серпентинитовых массивов, фиксирующие Непряхинский и Чебаркульский глубинные разломы.

В приосевой части синклиория выделяется образованная нижнекаменноугольными отложениями наложенная синклиналь, по своему строению гармоничная со строением всего синклиория.



Вся юго-восточная часть Кулуевского синклинория и большая часть его восточного крыла срезана Бишкильским глубинным разломом, фиксированным серпентинитами, падающими круто на запад. По-видимому, этот разлом был заложен в конце раннего карбона, но в западной части Бишкильского серпентинитового пояса разрывные нарушения (типа сброса) с тем же крутым западным падением и опусканием по нему восточной части Кулуевского синклинория продолжались и в позднем палеозое.

К юго-западу от Кулуевского синклинория расположено Камбулатовское седловинное поднятие. Слагающие его силурийские породы (в основном, нижнесилурийские граптолитовые сланцы) имеют общее погружение на север и на юг и общее поднятие на запад и на восток, чем обуславливается седловинный характер этой структуры. К некоторым из осложняющих структуру складок (Чебаркульской, Камбулатовской и др.) приурочены массивы позднепалеозойских гранитов.

Заураловский синклинорий разделяет Уйский (на западе) и Кочкарский (на востоке) антиклинории и отделяется от Кулуевского синклинория Камбулатовской седловинной структурой. Длина его 65 км, ширина достигает 32 км. Сложен синклинорий нижнесилурийскими углисто-глинисто-кремнистыми, углисто-кварцитовыми сланцами и филлитами и верхнесилурийско-нижнедевонскими вулканогенными породами основного состава.

Главный шарнир синклинория располагается в его западной части, что подчеркивает асимметрию структуры. Западное крыло синклинория сравнительно узкое (от 2 до 18 км), падает на восток под углами от 45 до 75°, в северной части осложнено довольно крупными складками. Восточное крыло синклинория более широкое (от 10 до 22 км), падает на запад под углами от 15 до 60° и тоже осложнено складками разных порядков, из которых наиболее крупные (Уштаганская, Западно-Токмасская, Кумлякская антиклинали, Большаковская, Токмасская и Южно-Кумлякская синклинали) с относительно пологим падением (от 15 до 60°) крыльев, тогда как в мелких осложняющих складках породы падают круче (чаще от 30 до 75°).

Сухтелинский синклинорий (рис. 23) отделен от Заураловского Светловской седловинной структурой, имеет длину 70 км, ширину 30 км. Сложен он нижнесилурийскими парасланцами, верхнесилурийско-нижнедевонскими основными эффузивами, их туфами и среднедевонскими песчаниками, кремнистыми и глинистыми сланцами, вулканогенными и туфогенными породами основного и в небольшой части среднего и кислого состава, а также подчиненными им известняками (с фауной среднего девона).

Осевая линия Сухтелинского синклинория проходит близко к западной границе, западное крыло его узкое (4—5 км), тогда как восточное значительно более широкое (25—26 км). Западное крыло, падающее на восток, сложено мелкими складками с крутопадающими

Рис. 23. Схема тектоники Сухтелинского синклинория

1 — верхнетурнейско-намюрский структурный ярус; 2 — среднедевонско-нижнетурнейский структурный ярус; 3 — ордовиско-нижнедевонский структурный ярус; 4 — нормальные границы структурных ярусов и границы пород; 5 — границы структурных ярусов с глубиной размыта или величиной перерыва более 1000 м; 6 — вулканогенные породы основного и среднего состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования и зеленые сланцы; 7 — вулканогенные породы кислого состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования; 8 — граниты и гранитоиды позднего палеозоя; 9 — кислые интрузии раннего карбона; 10 — основные и средние интрузии раннего карбона; 11 — ультраосновные интрузии среднего девона — раннего карбона; 12—16 — границы структур (12—11 порядка, 13—111 порядка антиклинальных и синклинальных); 15 — то же, между двумя смежными отрицательными структурами, 16 — IV порядка антиклинальных и синклинальных; 17 — осевые линии антиклинальных структур; 18 — то же, синклинальных; 19 — пазывные нарушения позднепалеозойские, наклонные; 20 — то же, неустановленного падения; 21 — глубинные разломы, фиксируемые интрузиями ультраосновной магмы

крыльями, местами разорванными мелкими же дизъюнктивными нарушениями типа сбросов, падающих круто на восток и на запад. Крайняя западная (верхняя) часть западного крыла синклиория здесь, по-видимому, была надвинута с запада на восточную нижнюю его часть по крутопадающему на запад Кидышевскому взбросу.

В северной части восточного крыла, имеющего западное падение, четко выделяется Степнинская синклираль, к которой приурочен одноименный интрузивный массив диоритов, кварцевых диоритов, сиенито-диоритов и граносиенитов, сопровождаемых развитием контактовых роговиков и скарнов.

Восточное крыло Сухтелинского синклиория в его средней и южной частях осложнено вертикально и крутопадающим (на восток и на запад) сбросом, по которому верхняя часть этого крыла с нижнекаменноугольными осадками (относящимися к Куликовскому синклиорию) опущена не менее чем на 400 м.

К южному замыканию Сухтелинского синклиория и к его границе с наложенным Куликовским синклиорием приурочен крупный Куликовский массив серпентинитов. Он образует здесь крупную, в основе межформационную залежь, дугообразно огибающую Сухтелинский синклиорий с юга, от которой узкие ответвления прослеживаются на север в западном крыле и на северо-восток в восточном крыле Сухтелинской структуры. По форме Куликовский массив представляет, таким образом, акордантный факолит, отходящий от Сугомакско-Кацбахского серпентинитового пояса (и глубинного разлома). Подчиненный, в основном, сложной поверхности несогласного налегания нижнекаменноугольных отложений (Куликовского синклиория), а также поверхности наслоения среднедевонских и нижнекаменноугольных осадков, этот факолит повторяет в своем залегании и дополнительно подчеркивает изгибы и складчатость, развитие в названных отложениях. Вместе с тем серпентиниты образуют дериваты и «ответвления», несогласно прорывающие как среднедевонские, так и нижнекаменноугольные отложения. Складчатые деформации устанавливаются и в самих серпентинитах в виде изгибов неровных пластовых трещин отдельности, часто падающих полого в разные стороны. Детали строения этого интересного массива серпентинитов остаются не выясненными.

В юго-восточной части Сухтелинского синклиория отмечается наложенная сложная синклинальная структура, образующая **Куликовский синклиорий**. Синклиорий сложен нижнекаменноугольными породами. При этом в крыльях его развиты верхнетурнейские и нижневизейские песчаники, глинистые, углисто-глинисто-кремнистые, известково-глинистые сланцы, известняки и эффузивы основного и местами кислого состава, в разной степени измененные и превращенные соответственно в филлиты, кварцито-песчаники, порфириитоиды, мраморы и зеленые сланцы, а местами кристаллические (сланцевые и др.) сланцы. Все перечисленные отложения залегают на разных горизонтах девонских и силурийских образований и представляют собою верхнетурнейско-нижневизейский комплекс пород, переходный по типу разреза от одно-возрастного с ним преимущественно вулканогенного магнитогорского комплекса к терригенному комплексу Полтаво-Брединского синклиория (подугленосная и угленосная толщи нижнего карбона). Приосевые наиболее глубокие части Куликовского синклиория во многих местах выполнены средне-верхневизейскими и намюрскими известняками. К сложной поверхности несогласного налегания нижнекаменноугольных отложений Куликовского синклиория, как уже отмечалось, в основном, приурочен Куликовский серпентинитовый массив.

Арамилско-Сухтелинский мегасинклиорий, как синклиальная структура, развитая внутри Восточно-Уральского поднятия, так же как и Медведевско-Свердловский мегасинклиорий, представляет собою крупный фрагмент палеозойской Уральской геосинклинали. В нем сохраняются полные разрезы среднего палеозоя от силурийских до нижнекаменноугольных толщ.

Взаимоотношения разных толщ и большие перерывы или размывы, относящиеся, в основном, к раннему девону, к раннему силуру и к концу намюра, дают возможность датировать возникновение конкретных складчатых структур местами поздним силуром и нижним девоном, в большем количестве поздним девоном и ранним турне, а также намюрским веком. Можно, по-видимому, считать, что в стадии геосинклиального развития Урала большая часть складчатых и разрывных движений относилась к позднему девону и раннему турне, а также к концу раннего карбона, что увязывается со временем начала формирования всего Восточно-Уральского поднятия. Все складчатые структуры внутри Арамилско-Сухтелинского мегасинклиория были окончательно сформированы в позднем палеозое в ходе завершения формирования всего Восточно-Уральского поднятия.

Расположенные к востоку от Медведевско-Свердловского и Арамилско-Сухтелинского мегасинклиориев Сосьвинско-Коневский и Челябинско-Суундукский мегантиклинории можно рассматривать как одну подзону развития крупных антиклинальных структур в пределах Восточно-Уральского поднятия. Являясь крайней восточной структурной подзоной названного поднятия, она протягивается от Полярного Урала до Мугоджар и в этом смысле является главной антиклинальной подзоной Восточно-Уральского поднятия и главным поясом развития больших варисских гранитовых интрузий на Урале. Вместе с тем крупные антиклинальные структуры в этой подзоне обособляются друг от друга, иногда кулисно смещаясь к западу или к востоку.

Сосьвинско-Коневский мегантиклинорий

Эта крупная, резко линейно удлиненная структура протягивается с севера (от дер. Заозерной, оз. Бол. Вогульский Туман и р. Лозьвы на Северном Урале) на юг (через поселки Тесьма, Сосьва, с. Нейво-Шайтанское, поселки Мурзинка, Изумруд, Сарапулка, Большие Брусьяны, Логиново, Сосновский, Юго-Коневский до пос. и ст. Аргазя). Общая длина его 535 км, ширина колеблется от 7 до 40 км, преимущественно 15—20 км. С запада мегантиклинорий ограничивается в северной и средней частях Медведевско-Свердловским и в южной части Арамилско-Сухтелинским мегасинклиориями, на востоке он граничит с Восточно-Уральским прогибом (Пелымским и Алапаевско-Теченским мегасинклиориями).

Сосьвинско-Коневский мегантиклинорий сложен нижнепалеозойскими и нижнесилурийскими метаморфическими и кристаллическими сланцами, гнейсами, мигматитами, первоначально осадочного и магматического (в основном, вулканического) происхождения, что в вертикальном расчленении отвечает, главным образом, ордовикско-нижнесилурийскому структурному подъярусу ордовикско-нижнедевонского структурного яруса; лишь местами самые нижние толщи нижнепалеозойского комплекса на тектонической карте (см. прил. 2) условно показываются кембрийским структурным ярусом. Восточное крыло мегантиклинория падает всюду на восток, как правило, более полого (от 35 до 70°), чем западное. Западное крыло падает круто (от 55 до

85°) на запад и местами вертикально и даже круто (90—75°) на восток. Таким образом, мегантиклинорий по преимуществу имеет асимметричную форму, иногда несколько наклоненную на запад. Лишь в редких случаях он оказывается прямой симметричной структурой, а в исключительных случаях (например, в северной части Сосьвинского антиклинория) ось его, возможно, немного наклонена на восток.

Крупными погружениями шарнира и отвечающими им Акинфиевской и Логиновской седловинными структурами Сосьвинско-Коневский мегантиклинорий разделяется на Сосьвинский, Мурзинско-Адуйский и Коневский антиклинории.

В перечисленных выше метаморфических породах Сосьвинско-Коневского мегантиклинория, большей частью сохранившихся лишь в крыльях всей структуры и в седловинных погружениях и реже в сводах крупных антиклинальных структур, залегают различной величины и формы интрузивные массивы серпентинитов, габбро, диоритов, кварцевых диоритов, относящихся по возрасту к диапазону от среднего девона до раннего турне. К сводовым частям антиклинория приурочены крупные интрузивные тела позднепалеозойских гранитов, сопровождающихся широко развитыми метасоматическими процессами.

Сосьвинский антиклинорий представляет собою северную часть Сосьвинско-Коневского мегантиклинория и протягивается от дер. Заозерной и р. Лозьвы на севере до р. Синячихи на юге; длина его 240 км, ширина от 7 до 40 км. Почти всюду антиклинорий скрыт под покровом мезозойских и кайнозойских отложений, мощность которых здесь колеблется в пределах до 100 м и в северной части структуры до 400 м. Слагающие его палеозойские породы обнажаются лишь местами в руслах рек и дополнительно вскрыты редкими буровыми скважинами. Кроме этих немногих данных, для выделения структуры на геологических и тектонических картах использованы данные геофизических исследований (преимущественно гравитационные и магнитные поля и аномалии пониженного значения, отвечающие гранитам, гнейсам и парасланцам).

Большая часть антиклинория в его своде и в крыльях занята позднепалеозойской гранитовой интрузией, образующей здесь единый линейновытянутый массив. Возможно, что при большей вскрыше и более детальном изучении этот массив в той или иной мере расчленяется, но, судя по имеющимся (геологическим и геофизическим) данным, это расчленение не будет значительным и не вызовет обособления мелких интрузивных тел.

По имеющимся немногим данным граниты Сосьвинского комплекса залегают в своих приповерхностных частях согласно с вмещающими породами, слабо выраженные полосчатые структуры ориентированы параллельно слоистости и сланцеватости вмещающих пород. Для суждения о деталях внутреннего строения этого гранитового комплекса данных пока не получено.

Сосьвинский и расположенный от него к югу Мурзинско-Адуйский антиклинорий разделены **Акинфиевской седловинной структурой**. Структура более или менее отчетливо проявляется в западном крыле мегантиклинория, а о строении ее средней части судить трудно, так как она почти полностью занята серпентинитами Сусанского (ранее в литературе он именовался Алапаевским — Татаринев, Красновский, 1940) и габбро Александровского массивов.

Мурзинско-Адуйский антиклинорий протягивается в субмеридиональном направлении к югу от Акинфиевской седловины (от пос. Акинфиево) и через с. Нейво-Шайтанское, поселки Мурзинка, Шилровка, Адуй, Ключевск, Изумруд, Сарапулка, Гагарка до поселков

Большие Брусяны и Логиново. Северная часть его кулисно смещается к западу относительно южного окончания Сосьвинского антиклинория, длина его 165 км, ширина 25—30 км.

Шарнир антиклинория в своем простираии испытывает значительную ундуляцию. Наиболее значительным погружениям шарнира отвечают поперечные седловинные синклинали — Липовская и Гагарская, которыми весь антиклинорий разделяется на три крупные антиклинальные структуры — Мурзинскую, Адуйскую и Брусянскую мегантиклинали. От Липовской седловины к югу шарнир антиклинория меняет направление с меридионального на юго-юго-восточное.

Слагающие западное крыло Мурзинского антиклинория кристаллические сланцы, гнейсы, липариты и амфиболиты собраны в напряженные складки разных порядков (чаще мелкие) с крутым восточным падением их осевых плоскостей; в антиклинальных складках западные крылья падают круто (70—85°) то на запад, то на восток, иногда вертикально, восточные — всюду падают на восток под углами от 55 до 75°. Наиболее значительными из этих складок являются в Мурзинской мегантиклинали: Путиловская и Мурзинско-Кайгородская синклинали, в Адуйской мегантиклинали: Западно-Адуйская антиклиналь и Камышинская синклиналь. Зеркало складчатости в этой части Мурзинско-Адуйского антиклинория сравнительно быстро погружается на запад. В кристаллических сланцах и гнейсах западного крыла помимо тонких инъекций гранитов (часто гранитовых пегматитов) залегают многочисленные согласные с вмещающими породами и резко линейно вытянутые жилообразные и линзовидные массивы гранитов (нередко разгнейсованных), а также секущих даек и согласных жил гранитовых пегматитов и кварца. Вдоль западной границы Мурзинской мегантиклинали проходит крутопадающий на восток Старо-Башкирский взброс, по которому западное крыло мегантиклинали несколько надвинуто на восточное крыло Медведовско-Свердловского мегасинклинория. Западная (нижняя) часть западного крыла Адуйской мегантиклинали опущена по падающему круто на запад Ключевскому сбросу.

Нижнесулурийские и нижнепалеозойские сланцы и гнейсы восточного крыла Мурзинско-Адуйского антиклинория также дислоцированы в складки разных порядков, но здесь, наряду с линейными складками, нередки сильно изогнутые (Антоновская синклиналь) и брахиструктуры (Соколовская брахиантиклиналь), а также гемантиклинали и гемисинклинали (Изумрудская группа структур — Солнечногорская, Полуденская гемантиклинали, Малышевская и Черемшанская гемисинклинали). Линейные складки восточного крыла нередко запрокинуты на запад. Зеркало складчатости в восточной части антиклинория погружается полого (10—20°) на восток, что здесь примерно отвечает общему падению всего восточного крыла. В ядрах многих, главным образом антиклинальных, складок (и особенно брахиантиклиналей) выходят граниты в виде небольших массивов и мелких интрузивных тел различной формы. Многочисленные согласные, часто ветвящиеся жилы и секущие (субширотного и иных направлений) дайки пегматитов и кварца дополняют картину насыщенности восточного крыла антиклинория магматическими образованиями, что в условиях полого погружения крыла антиклинория создало благоприятные условия для образования редкометалльных месторождений.

Приосевая часть антиклинория занята на современном денудационном срезе гранитами. Граниты образуют два крупных массива, вытянутых в общем простираии антиклинория, приуроченных к Мурзинской и Адуйской мегантиклиналям и разделенных породами кровли в Липовской поперечной седловинной синклинали. Третий значительно

меньший Бруснянский массив гранитов является сателлитом Адуйского массива и приурочен к одноименной мегантиклинали, которая на севере отделяется от Адуйской структуры Гагарской поперечной седловинной синклиналию.

Коневский антиклинорий (Б. М. Куплетский, М. С. Рапопорт и др.) протягивается от Логиновской седловины (поселки Колюткино, Логиново, Черноусово) к югу на 95 км до оз. Большой Куяш и широты пос. Метлино; ширина его в северной части составляет 20 км, в средней 13 км и в южной достигает 25 км (рис. 24). Коневский антиклинорий сложен ордовикскими амфиболитами, зелеными сланцами и частью слюдяными сланцами, местами мигматизированным гранитовым материалом, а также нижнесилурийскими парасланцами с прослоями зеленых сланцев и мраморов.

Основными структурными формами, развитыми внутри Коневского антиклинория, являются брахиантиклинальные (местами типичные куполовидные) и брахисинклинальные складки. В северной части антиклинория выделяется относительно крупная Сосновская мегантиклиналь, имеющая в плане форму, близкую к изометричной. В ней в свою очередь выделяются следующие элементарные складки: Газетинская антиклиналь, дугообразно изогнутая к западу с приуроченным к ней одноименным гранитовым массивом; Щучьеозерская синклиналь, вытянутая с ССВ на ЮЮЗ, с приуроченными к ней массивами плагиогранитов и плагиогранит-порфиров; Головыринская антиклиналь, распадающаяся в свою очередь на ряд брахиантиклинальных складок, к которым приурочены Головыринский массив гранитов, Шиловский массив диоритов и гранитов, Сосновский массив аляскитовых гранитов.

Южнее Сосновской мегантиклинали с ССВ на ЮЮЗ протягивается цепь мелких брахискладок — Петуховская, Шабуровская и Свободинская, к которым приурочены массивы гибридных пород, представленных диоритами, сиенито-диоритами, гранодиоритами, гранитами.

Еще южнее располагается Аллакская мегантиклиналь (Б. М. Романов) с приуроченным к ней гранитовым массивом. Эта мегантиклиналь, вытянутая с севера на юг (длина 30 км, ширина до 12 км), представляется открытой нормальной структурой с падением крыльев западного на запад и восточного на восток. Гранитовый массив залегает согласно с вмещающими его нижнесилурийскими сланцами.

Юго-Коневская мегантиклиналь — крайняя восточная структура Коневского антиклинория, сложенная нижнесилурийскими породами. Вследствие погружения шарнира в средней части она распадается на две сравнительно короткие антиклинали — Карасевскую и Пороховскую, к которым приурочены одноименные с ними гранитовые массивы, сопровождающиеся мелкими сателлитами.

Южным окончанием Сосьвинско-Коневского мегантиклинория является **Аргаяшское погружение седловинного типа**. Сложенная нижнесилурийскими породами (преимущественно филлитовыми и углистокремнистыми сланцами), эта структура в большей северной части представляет собою постепенное периклинальное погружение Коневского антиклинория на юг до р. Зюзелька и пос. Кузяшево (в 10 км к югу от ст. Аргаяш), откуда шарнир широкого сводового поднятия вновь воздымается к юго-западу в сторону Челябинского антиклинория. У р. Зюзельки — в месте наибольшего встречного погружения шарниров Коневского и северо-западной части Челябинского антиклинориев, через это погружение соединяются Кулуевский синклинорий Арамильско-Сухтелинского мегасинклинория и Теченский синклинорий

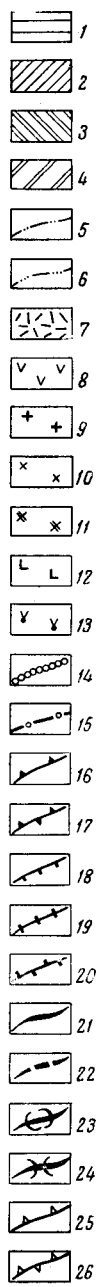
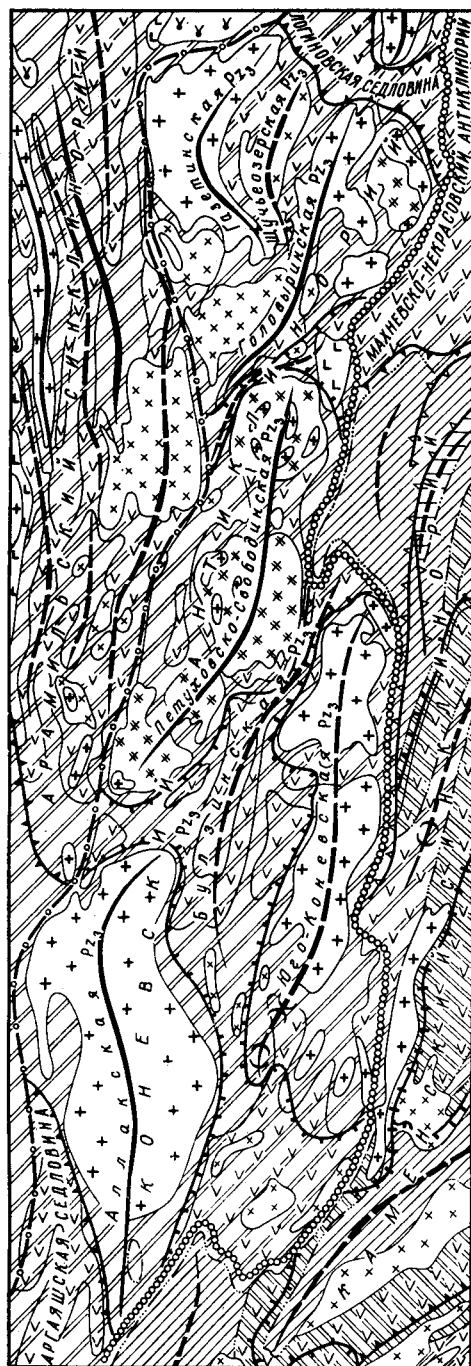


Рис. 24. Схема тектоники Коневского антиклинория

1 — средне-верхнекарбонный структурный подъярус верхнепалеозойского структурного яруса; 2 — верхнеурнейско-наюрский структурный ярус; 3 — среднедевонско-нижнеурнейский структурный ярус; 4 — ордовикско-нижнедевонский структурный ярус; 5—6 — границы структурных ярусов с величиной перепада или глубиной разрыва (5 — от 100 до 1000 м, 6 — свыше 1000 м); 7 — вулканогенные породы кислого состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования; 8 — вулканогенные породы основного и среднего состава, местами основного и кислого и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования и зеленые сланцы; 9 — граниты и гранитоиды позднего палеозоя; 10 — кислые интрузии среднего девона — раннего карбона; 11 — кварцевые сиенито-диориты среднего девона — раннего карбона; 12 — основные и средние интрузии среднего девона — раннего карбона; 13 — ультраосновные интрузии среднего девона — раннего карбона; 14—20 — границы структур (14 — I порядка, 15 — II порядка, 16 — III порядка антиклинальных и синклинальных, 17 — то же, между смежными отрицательными структурами, 18 — IV порядка антиклинальных и синклинальных, 19 — то же, между смежными положительными структурами, 20 — то же, между смежными отрицательными структурами); 21 — осевые линии антиклинальных структур; 22 — то же, синклинальных; 23 — удлинения осей складок в участках воздымания; 24 — то же, в участках погружения; 25 — позднепалеозойские разрывные нарушения, наклонные; 26 — то же, неустановленного падения

рий, относящийся к Восточно-Уральскому прогибу. Тем самым четко обрисовывается седловинный характер Аргаяшской структуры. Крылья сводовой части ее падают относительно полого на запад в сторону Арамилско-Сухтелинского мегасинклинория и на восток, в сторону Восточно-Уральского прогиба.

Челябинско-Суундукский мегантиклинорий

Это крупное антиклинальное сооружение протягивается с ССВ от пос. Султаево и с. Долгодеревенского на ЮЮЗ через Челябинск, г. Пласт, пос. Великопетровку, ст. Джабык, пос. Неплюевский, пос. Аландский до пос. Кваркено, имея общую длину 405 км и ширину от 25 до 57 км. Как и другие мегантиклинории Восточно-Уральского поднятия, Челябинско-Суундукский мегантиклинорий сложен преимущественно нижнесилурийскими и условно нижнепалеозойскими осадочными и вулканогенными породами, в разной степени измененными и превращенными в филлитовые, углисто- и графитисто-кварцевые, местами слюдяные сланцы и реже гнейсы и мигматиты, в зеленые сланцы различного состава и амфиболиты, а также мраморы. В местах значительных погружений шарнира мегантиклинория развиты более молодые верхнесилурийские, девонские и нижнекаменноугольные осадочные и частью вулканогенные породы, также в той или иной мере метаморфизованные. Глубокие синклинальные складки, развитые внутри крупных антиклинальных структур, также выполнены верхнесилурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными породами, в которых местами сохранились органические остатки (например, брахиоподовая фауна в нижнекаменноугольных известняках, выполняющих синклинальные складки внутри Кочкарского антиклинория, кораллы в прослоях мраморизованных известняков в восточном крыле Суундукского антиклинория и др.).

Средне- и нижнепалеозойские толщи вмещают многие массивы и мелкие интрузивные тела серпентинизированных ультрабазитов (в основном, перидотитов), габбро и реже кислых пород — кварцевых диоритов и плагиогранитов, связанных с интрузиями габбро. Ряд таких массивов образуют протяженные поясы. Эти поясы нередко пересекают крупные складчатые структуры и местами весь мегантиклинорий, что позволяет предполагать приуроченность таких поясов интрузивных ультраосновных и основных пород к глубинным разломам. Другие, большей частью мелкие, массивы и тела вытягиваются и изгибаются согласно с вмещающими их толщами осадочных, вулканогенных и метаморфических пород. По-видимому, эти массивы в своем залегании подчинены складчатым структурам вмещающих их пород и в большинстве представляют собою пластовые залежи и силлы, отвечающие от главных поясов, уходящих на большие глубины. В большей части, массивы серпентинитов и габбровых пород залегают во всех толщах разного возраста включительно до нижнекаменноугольных и, как отмечалось выше, нередко прорывают их. С другой стороны они сами прорываются и метаморфизуются позднепалеозойскими гранитами, а гальки их местами находятся в среднекаменноугольных отложениях, встречающихся в смежном (к востоку) Копейско-Брединском мегасинклинории. Эти данные позволяют большую часть интрузий ультраосновной и основной магм в пределах Челябинско-Суундукского мегантиклинория относить по возрасту к концу раннего карбона.

Значительными погружениями шарнира Челябинско-Суундукского мегантиклинория обусловлено образование седловинных структур субширотного простираения, связывающих крупные синклинальные струк-

туры, ограничивающие описываемый мегантиклинорий на западе (Арамилско-Сухтелинский и Магнитогорский мегасинклинории) и на востоке (Копейско-Брединский мегасинклинорий). Развитием поперечных (субширотных) седловинных структур — Казбаевской, Тогузакской и Неплюевской в свою очередь обусловлено расчленение всего мегантиклинория на четыре крупных и сложных по строению антиклинория — Челябинский, Кочкарский, Джабык-Карагайский и Суундукский. К этим антиклинориям приурочены крупные массивы позднепалеозойских гранитов, из которых одни (Челябинский, Джабык-Карагайский, Суундукский) занимают большие части антиклинориев, другие, меньшие по размерам (Кочкарские), приурочены к брахиантиклиналям, развитым внутри антиклинория. Те и другие подчинены в своем залегании складчатым структурам кровли и, в основном, представляются конкордантными по отношению к вмещающим породам. В то же время во многих случаях те или иные части крупных массивов гранитоидов, а также мелкие сателлиты этих массивов прорывают вмещающие толщи несогласно. По внутреннему строению массивы обычно являются конформными по отношению к контактам и гармоничными по отношению к тектонике вмещающих толщ, реже дисконформными и дисгармоничными.

Челябинский антиклинорий является крайней северной структурой Челябинско-Суундукского мегантиклинория. Это сравнительно короткая (по общему ССВ простираию пород), но широкая (вкрест простираия) структура располагается кулисно к юго-востоку, от южного окончания Сосьвинско-Коневского мегантиклинория (от Аргаяшской седловины), с запада ограничивается Кулуевским синклинорием Арамилско-Сухтелинского мегантиклинория, с севера Алапаевско-Теченским и с востока Копейско-Брединским мегасинклинориями Восточно-Уральского прогиба.

На севере, в северо-западной и средних частях Челябинский антиклинорий быстро погружается к северу, в северо-восточной части погружение происходит более постепенно, отчего вся структура в этом направлении удлиняется. К югу весь антиклинорий также быстро погружается и сменяется Казбаевской седловинной структурой, но в этом направлении антиклинорий раздваивается: юго-западная и юго-восточная его части погружаются несколько медленнее, соответственно юго-западная и юго-восточная гемиантиклинали вдаются в Казбаевскую седловину. Общая форма антиклинория широкая сводовая «ромбовидная». Длина его по общему простираию в западной части колеблется в пределах 40—50 км, в восточной — доходит до 75 км, ширина — 45 км.

Большая средняя часть антиклинория занята позднепалеозойскими гранитоидами Челябинского массива, узкие крылья сложены: западное — в присводовой части кристаллическими сланцами и гнейсами условно нижнего палеозоя и в удалении от свода нижнесилурийскими парасланцами, северное и восточное — нижнесилурийскими сланцами и основными эффузивами. Восточное крыло в большей его части срезано и опущено по крутопадающему на восток Челябинскому сбросу, который обычно и принимается в качестве восточной границы (с Копейским синклинорием). В южном крыле антиклинория развита мощная толща основных эффузивов, нижняя часть которой на современных геологических картах условно относится к верхнему ордовику, верхняя — к нижнему силуру.

Вмещающие породы и контакты гранитоидов с ними всюду падают от центра структуры к периферии под углами от 30 до 80° и, таким образом, антиклинальный характер структуры и общая конкордантность в залегании массива гранитоидов устанавливаются надежно. В то же

время гранитоиды массива в ряде мест «срезают» разные толщи и слои вмещающих пород под острыми углами, а местами и резко несогласно прорывают их, внося элементы дискордантности в залегании массива. Особенно резкие несогласия наблюдаются в северо-восточном, юго-западном и юго-восточном «выступах» массива.

Султаевская брахиантиклиналь в северной части антиклинория сложена силурийскими породами, которые падают от центра к периферии. Ее широкая сводовая часть занята массивом позднепалеозойских гранитов, предполагается, что он является северным сателлитом (и апикальной частью) Челябинской гранитной интрузии. Следует заметить, что к северу от Султаевской антиклинали намечается лишь слабое погружение силурийских пород, а далее на СВ, на продолжении Челябинского антиклинория, располагается Кунашакский антиклинорий, располагающийся внутри Восточно-Уральского прогиба. В этом смысле отмеченная выше северо-восточная граница Челябинского антиклинория (по северному замыканию Султаевской брахиантиклинали) является лишь условной.

Кочкарский антиклинорий (рис. 25) имеет длину 140 км, ширину в северной и средней частях 25—27 км, к югу он постепенно сужается до 15—10 км. Сложен кристаллическими и метаморфическими (слюдяно-кварцевыми, слюдяными, углисто- и графитисто-кварцевыми, филлитовыми различного состава) зелеными сланцами и в меньшей степени гнейсами, местами с прослоями мраморов. Весь этот комплекс пород по возрасту, в значительной мере условно, относится к нижнему силуру и нижнему палеозою (в основном, к ордовику и может быть в нижних частях к кембрию). Такая датировка основана на том, что перечисленные породы представляют непрерывный комплекс, залегающий согласно под фаунистически охарактеризованными верхнесилурийскими вулканогенными и карбонатными толщами, развитыми к востоку от описываемого синклинория (в Еманжелинско-Бородиновском синклинории). Кроме того, толщи углисто-глинисто-кремнистых сланцев этого комплекса картируются непрерывно к западу от Кочкарского антиклинория, где в этих сланцах найдены граптолиты нижнего силура. Следует в то же время отметить, что в глубоких внутренних синклиналях описываемого синклинория, в частности, в восточной части Кочкарско-Чернореченской синклинали (между Пластовской и Верхне-Санарской антиклиналями), развиты фаунистически охарактеризованные средне-верхневизейские мраморизованные известняки. Они рассматриваются как залегающие стратиграфически несогласно на комплексе метаморфических пород (в наложенных синклиналях). Однако, в действительности взаимоотношения этих известняков со сланцами и гнейсами остаются невыясненными. Так, П. Н. Лебедев (1962) приводит данные, свидетельствующие о переслаивании визейских известняков с метаморфическими сланцами верхней части метаморфического комплекса. На последних сводных геологических картах Кочкарский комплекс метаморфических пород показан, в основном, как нижнесилурийский и частью нижнепалеозойский, что и сохраняется на прилагаемой схематической карте (см. рис. 25).

Независимо от возраста слагающих Кочкарский антиклинорий метаморфических пород, строение антиклинория в главных чертах расшифровывается достаточно надежно по данным детальным геологическим съемкам и поисков с многочисленными замерами элементов залегания пород и прослеживания различных (в той или иной мере маркирующих) толщ с их изгибами, обусловленными развитием крупных складчатых структур и мелких складок. По этим данным (И. В. Лен-

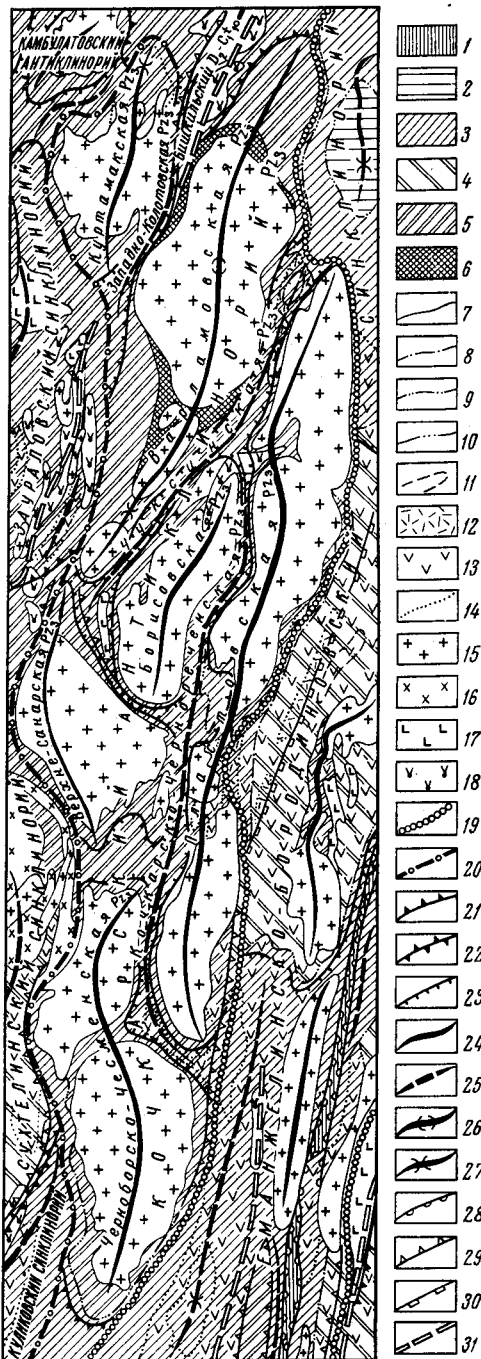


Рис. 25. Схема тектоники Кочкарского антиклинория

1 — триасово-нижнеюрский структурный ярус; 2 — средне-верхнекарбонный структурный ярус; 3 — верхнетурнейско-намюрский структурный ярус; 4 — среднедевонско-нижнетурнейский структурный ярус; 5 — ордовикско-нижнедевонский структурный ярус; 6 — кембрийский структурный ярус; 7 — нормальные границы структурных ярусов и границы интрузий; 8—11 — границы структурных ярусов с глубиной размыва или величиной перерыва (8 — до 100 м, 9 — от 100 до 1000 м, 10 — свыше 1000 м; 11 — неопределенной глубины размыва или величины перерыва); 12 — вулканогенные породы кислого состава; 13 — вулканогенные породы основного, среднего состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные породы и зеленые сланцы; 14 — границы вулканогенных образований; 15 — граниты и гранитоиды позднего палеозоя; 16 — кислые интрузии среднего девона — раннего карбона; 17 — основные и средние интрузии среднего девона — раннего карбона; 18 — ультраосновные интрузии среднего девона — раннего карбона; 19—23 — границы структур (19 — I порядка, 20 — II порядка, 21 — III порядка антиклинальных и синклинальных, 22 — то же, между смежными отрицательными структурами, 23 — IV порядка антиклинальных и синклинальных структур); 24 — осевые линии антиклинальных структур; 25 — то же, синклинальных; 26 — ундуляция осей складок в участках воздымания; 27 — то же, в участках погружения; 28 — триас-нижнеюрские разрывные нарушения; 29 — то же, верхнепалеозойские; 30 — то же, позднетурнейско-намюрские; 31 — глубинные разломы, фиксируемые интрузиями основной магмы

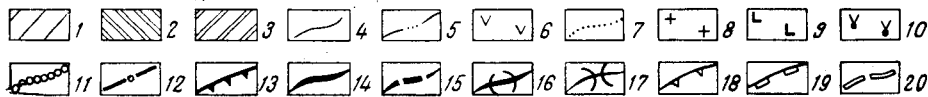


Рис. 26. Схема тектоники Джабык-Карагайского антиклинория

1 — верхнетурнейско-намюрский структурный ярус; 2 — среднедевонско-нижнетурнейский структурный ярус; 3 — ордовикско-нижнедевонский структурный ярус; 4 — нормальные границы структурных ярусов и подъярусов и границы интрузий; 5 — граница структурных ярусов с глубиной размыва или величиной перерыва свыше 1000 м; 6 — вулканогенные породы основного состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования и зеленые сланцы; 7 — границы вулканогенных образований; 8 — граниты и гранитоиды позднего палеозоя; 9 — основные интрузии среднего девона — раннего карбона; 10 — ультраосновные интрузии среднего девона — раннего карбона; 11—13 — границы структур (11 — I порядка, 12 — II порядка, 13 — III порядка); 14 — осевые линии антиклинальных структур; 15 — то же, синклинальных; 16 — ундуляция осей складок в участках воздымания; 17 — то же, в участках погружения; 18 — позднепалеозойские разрывные нарушения; 19 — то же, среднедевонско-раннетурнейские; 20 — глубинные разломы, фиксируемые интрузиями ультраосновной магмы

ных, Б. К. Львов) Кочкарский антиклинорий распадается на ряд антиклиналей, в той или иной мере удлиненных, но всюду относительно коротких и широких, приближающихся по форме к брахиантиклиналям. Эти сравнительно широкие (ширина до 15 км) брахиантиклинали разделены огибающими их узкими (шириной от 1,5 до 4 км) синклиналями, сливающимися по простиранию друг с другом. Ко всем брахиантиклиналям Кочкарской структуры приурочены массивы позднепалеозойских гранитов, при этом граниты занимают большие части объемов брахиантиклиналей. Вмещающие метаморфические породы сохраняются в сущности только в нешироких крыльях брахиантиклиналей и в разделяющих их синклиналях.

В составе антиклинория выделяются: Куртамакская, Камбулатовская брахиантиклинали в северо-западной его части; Варламовская, Демаринская, Ереминская, Верхне-Санарская, Черноборская и Чесменская брахиантиклинали, образующие основную цепь брахиантиклиналей всей Кочкарской структуры; в восточной части антиклинория — Коелгинская, Пластовская, Каменносанарская и Стретенская (Чернореченская) антиклинали, образующие Пластовскую цепь антиклиналей; Чуксинская и Кочкарско-Чернореченская синклинали и Борисовская антиклиналь, расположенные в промежутке между двумя антиклинальными цепями.

По общей форме, размерам и строению **Джабык-Карагайский антиклинорий** (рис. 26) схож с Челябинским антиклинорием. Размеры его по направлению с севера на юг от 50 км в западной до 90 км в восточной части; с запада на восток — от 60 км в северной и средней частях до 40 км в южной части. Он представляет собой крупную, в общем конкордантную брахиструктуру, большая часть которой занята гранитным массивом того же названия.

В строении Джабык-Карагайского антиклинория принимают участие кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсы, условно относимые к нижнему палеозою, углисто-кремнистые, графитисто-кварцитовые и филлитовые сланцы нижнего силура и нижнекаменноугольные песчаники, глинистые, углисто-глинистые сланцы с прослоями известняков.

Кристаллические сланцы и гнейсы выходят лишь в немногих местах и, главным образом, в южном и юго-восточном экзоконтактах Джабык-Карагайского гранитного массива. На продолжении их к югу в Рымникской антиклинали (см. ниже «Суундукский антиклинорий») развиты фаунистически охарактеризованные нижнеордовикские и согласно их покрывающие, возможно, среднеордовикские филлитовые, слюдяные сланцы и кварцито-песчаники местами с прослоями мраморов.

Условно к нижнесилурийским образованиям относятся углисто-глинисто-кремнистые, филлитовые и графитисто-кварцитовые сланцы, развитые в северном погружении Джабык-Карагайского антиклинория. Такая датировка этих сланцев принята по аналогии с датировкой таких же сланцев, развитых в Кочкарском антиклинории, а главным образом западнее (в Заураловском синклинории), где в них найдены граптолиты ландоверийского яруса силура. Выше толщи этих парасланцев в северном погружении Джабык-Карагайского антиклинория согласно залегают апопорфиритовые зеленые сланцы и амфиболиты, по возрасту относимые к нижнему силуру также условно.

На описанных метаморфических породах с глубоким размывом залегают верхнетурнейско-нижневизейские терригенные и частью карбонатно-терригенные отложения — конгломераты, песчаники глинистые, углисто-глинистые, известковисто-углисто-глинистые сланцы,

местами с прослоями известняков. Они подходят к антиклинорию с запада со стороны Магнитогорского мегасинклинория и с востока со стороны Еманжелинско-Бородиновского и Полтаво-Брединского синклинориев, а также с севера и с юга от седловинных погружений (Тогузакского и Неплюевского), эти отложения всюду слагают крылья рассматриваемого антиклинория. Так же как и подстилающие их нижнекаменноугольные отложения, они падают под разными углами (от 10 до 60°) от центра к периферии, подчеркивая брахискладчатую форму Джабык-Карагайского антиклинория и прорываются позднепалеозойскими гранитами.

Главной частью Джабык-Карагайского антиклинория является огромная, собственно Джабык-Карагайская антиклиналь, большая часть которой занята одноименным гранитовым массивом, а вмещающие интрузию породы сохранились лишь на крыльях и в погружениях. Другие структурные формы имеют резко подчиненное развитие и по существу являются мелкими структурами, усложняющими Джабык-Карагайскую мегантиклиналь. К их числу относятся Астафьевская и Варшавская антиклинали с приуроченными к ним сателлитами главного гранитового тела.

По вопросу о форме Джабык-Карагайского гранитового массива существует несколько точек зрения. Согласно широко распространенной точке зрения этот массив, как и большая часть гранитовых массивов восточного склона Урала, представляет собой крупный батолит. По мнению Н. Н. Горностаева (1933) массив представляет собой тонкий, почти горизонтально залегающий, лакколлит. Б. М. Романов (1947) рассматривал этот массив вместе с его сателлитами (как и все другие гранитовые массивы восточного склона Урала) как акмолит, поверхность которого подчинена складчатым структурам кровли. Приведенные выше данные о приуроченности всего Джабык-Карагайского интрузивного комплекса гранитоидов к крупному антиклинорию, о падении самих контактов, а также о падении план-нормальных тектур от центров массивов к периферии ясно указывают на субконкордантное залегание гранитов по отношению к вмещающим породам на современной денудационной поверхности и вблизи нее. Те же данные позволяют судить о расширяющейся книзу сложной и в разной степени асимметричной форме Джабык-Карагайского массива, по-видимому, сливающегося на глубине с Варшавским и другими сателлитами главного тела интрузии. Отрицательное гравиметровое поле, во-первых, связывает этот массив по простиранию с Кочкарским на севере и Суундукским на юге и, во-вторых, исключает существование подошвы этого массива на небольших глубинах, а тем самым отрицается лакколлитовая форма массива. Гравиметрические данные и построенные на основе расчета профили кривых силы тяжести ясно показывают на то, что Джабык-Карагайский массив уходит на значительные глубины, в той или иной мере расширяясь книзу.

Из приведенных данных можно сделать достаточно обоснованный вывод о том, что весь Джабык-Карагайский гранитовый интрузивный комплекс, расширяясь книзу, сливается с сиалическим (гранитовым) слоем земной коры и представляет собой поднятие этого слоя в крупную широкую антиклинальную структуру кровли. В этом и заключается сущность интрузии гранитовой магмы, давшей Джабык-Карагайский гранитовый массив с его сателлитами. Тем же самым (поднятием верхних слоев земной коры с формированием антиклинория и следованием гранитовой магмы за поднятием кровли) объясняется субконкордантное залегание массива с общей гармоничностью элементов внутренней тектоники гранитов и тектоники вмещающих пород. Отдельные

резко несогласные прорывы гранитовой магмой вмещающих пород (вроде части Великопетровского массива) являются частными случаями, связанными с появлением тектонических разломов и разрывов в породах кровли и рядом других явлений, сопровождавших общую инверсию уральской палеозойской геосинклинали и обусловленные ею процессы складчатости и разрывного тектогенеза.

Суундукский антиклинорий (рис. 27), отделенный от Джабык-Карагайского Неплюевской седловинной структурой, разделяет Магнитогорский (на западе) и Полтаво-Брединский (на востоке) синклинории. Он протягивается с ССВ на ЮЮЗ, в своей северной части между пос. Новинским на западе и пос. Могутовским на востоке, в средней и южной частях через поселки Свободный, Ново-Московский, Аландский, Рымникский и Адрианополюский, длина антиклинория 85 км, ширина от 20 до 45 км.

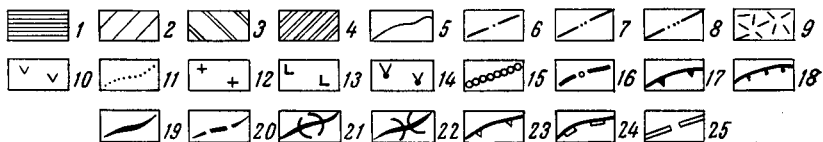
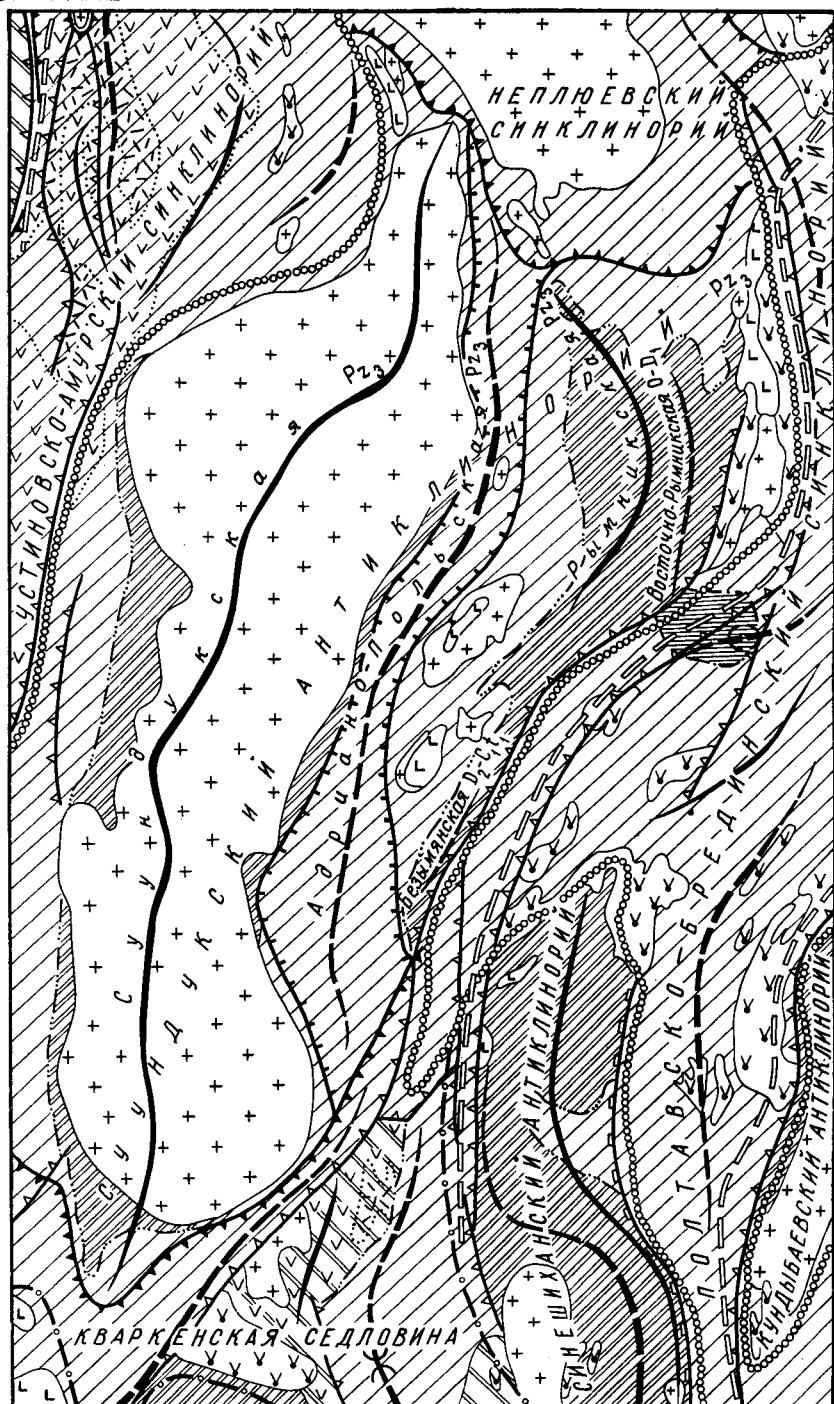
Сложен Суундукский антиклинорий фаунистически охарактеризованными нижнеордовикскими песчаниками, кварцито-песчаниками, филлитами, слюдяно-кварцевыми, слюдисто- и углисто-кварцевыми сланцами с прослоями мраморов, условно относимыми к нижнему палеозою слюдяными, слюдяно-кварцевыми сланцами и гнейсами, а также перекрывающими их трансгрессивно верхнетурнейско-нижневизейскими полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, граувакками, углисто-глинисто-кремнистыми и графитисто-слюдисто-кварцевыми сланцами с прослоями известняков. Метаморфические нижнепалеозойские и нижнекаменноугольные породы в ряде мест вмещают небольшие массивы и мелкие интрузивные тела серпентинизированных перидотитов (серпентинитов), габбро, а также крупный Суундукский массив и мелкие тела позднепалеозойских гранитоидов.

Основной структурной единицей Суундукского антиклинория является собственно Суундукская мегантиклиналь, расположенная в западной части антиклинория и протягивающаяся в направлении с ССВ на ЮЮЗ на 85 км при ширине до 25 км. Большую часть этой мегантиклинали занимает Суундукский позднепалеозойский массив гранодиоритов, плагиогранодиоритов, нормальных (микроклиновых) биотитовых и двуслюдяных, а также лейкократовых (аляскитовых) гранитов. Крылья Суундукской структуры сложены по преимуществу нижнекаменноугольными терригенными и частью карбонатными отложениями и лишь местами в экзоконтактах гранитного массива обнажающимися кристаллическими сланцами и гнейсами условно нижнего палеозоя. Видимых несогласий между этими толщами не наблюдается.

Восточнее Суундукской мегантиклинали и параллельно ей от Неплюевской седловины на севере до Кваркенской седловины протягивается Адрианополюская мегасинклиналь, сложенная нижнекаменноугольными полимиктовыми песчаниками, туффитами и углисто-глинисто-кремнистыми и филлитизированными песчано-глинистыми сланцами.

Еще восточнее располагается Рымникская мегантиклиналь, сложенная фаунистически охарактеризованными песчаниками, кварцито-песчаниками, филлитами, слюдистыми и осветленными углисто-глинистыми сланцами с прослоями мраморизованных известняков. В сущности Рымникская структура представляет собою выступ указанных нижнеордовикских пород из-под перекрывающих их трансгрессивно нижнекаменноугольных отложений.

С юга Суундукский антиклинорий ограничивается **Кваркенской седловинной структурой**, развитой, в основном, в нижнекаменноугольных отложениях. Эта структура, аналогичная Неплюевской, Тогузакской и другим седловинам, протягивается как поперечная синклиналь в широтном направлении, соединяя в этом направлении Магнитогорский и



Копейско-Брединский мегасинклинии. Кваркенская седловина в районе пос. Айдырлинского осложняется довольно крупным выступом среднедевонских эффузивов, который по внутреннему строению представляет антиклиналь, несколько вытянутую в северо-восточном направлении. Среднедевонские эффузивы Айдырлинской антиклинали в западной части несогласно прорываются гранитоидами, аналогичными гранитоидам Суундукского массива и составляющими как бы южное окончание — сателлит этого массива.

Южнее Кваркенской седловины располагается крупный и сложный Синешиханский антиклинорий, который относится к Адамовско-Мугоджарскому мегантиклинорию и находится за пределами описываемой территории. В главных чертах Синешиханский антиклинорий сходен с описываемыми выше антиклинориями Восточно-Уральского поднятия и так же к нему приурочены крупные массивы позднепалеозойских гранитов. Северо-восточная оконечность Синешиханского антиклинория представлена Павловской мегантиклиналью, сложенной ордовикскими породами, которые погружаются на север под нижнекаменноугольные отложения Полтаво-Брединского синклинория, разветвляя здесь этот последний на две синклинали: Брединскую, отгибающуюся на СЗ к Кваркенской седловине и Наследническую, уходящую на юг.

Заключение

Приведенное описание основных черт тектоники Восточно-Уральского поднятия показывает, что это крупное сооружение окончательно сформировалось в позднем палеозое. Вместе с тем во многих местах устанавливается несогласное перекрытие нижнекаменноугольными отложениями (в основном, верхнетурнейско-намурского структурного яруса) ранее возникших антиклинальных и синклиналильных структур, сложенных девонскими и додевонскими породами. Многие элементы тектоники девонских и додевонских толщ, с одной стороны, и нижнекаменноугольных толщ, с другой, в таких местах существенно различны. Такая дисгармоничность в строении тех и других толщ лучше устанавливается во внутренних синклиналильных структурах: Медведевско-Свердловском и Арамилско-Сухтелинском мегасинклинориях и в седловинах, разделяющих антиклинории. В то же время заметно вырисовывается развитие крупных широких положительных структур в девонских отложениях с несколько автономным строением их по отношению к тектонике покрывающих их нижнекаменноугольных осадков. Все эти факты показывают, что в области Восточно-Уральского поднятия довольно заметные складчатые и особенно заметные широкие положительные структуры формировались в дораннекаменноугольное время. По-видимому, начало возникновения этих структур и всего Восточно-Уральского поднятия относится к концу среднего и к позд-

Рис. 27. Схема тектоники Суундукского антиклинория

1 — средне-верхнекарбонный структурный подъярус верхнепалеозойского структурного яруса; 2 — верхнетурнейско-намурский структурный ярус; 3 — среднедевонско-нижетурнейский структурный ярус; 4 — ордовикско-нижнедевонский структурный ярус; 5 — нормальные границы структурных ярусов и границы интрузий; 6—8 — границы структурных ярусов с глубиной размыва или величиной перерыва (6 — от 0 до 100 м, 7 — от 100 до 1000 м, 8 — свыше 1000 м); 9 — вулканогенные породы кислого состава; 10 — вулканогенные породы основного и среднего состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования и зеленые сланцы; 11 — границы вулканогенных образований; 12 — граниты и гранитоиды позднего палеозоя; 13 — основные и средние интрузии среднего девона — раннего карбона; 14 — ультраосновные интрузии того же возраста; 15—18 — границы структур (15 — I порядка, 16 — II порядка, 17 — III порядка антиклинальных и синклиналильных, 18 — IV порядка антиклинальных и синклиналильных); 19 — осевые линии антиклинальных структур; 20 — то же, синклиналильных; 21 — ундуляция осей складок в участках воздымания; 22 — то же, в участках погружения; 23 — позднепалеозойские разрывные нарушения; 24 — то же, позднетурнейско-намурские; 25 — глубинные разломы, фиксируемые интрузиями ультраосновной магмы

нему девону. Возможно, что в большей степени это относится к раннему турне, отложения которого в большей части выпадают из разрезов палеозоя Восточно-Уральского поднятия и описанного выше Тагильско-Магнитогорского прогиба.

ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ

Восточно-Уральский прогиб, расположенный к востоку от Восточно-Уральского поднятия, протягивается примерно на 2200 км вдоль всего восточного склона Урала, от Полярных районов до Мугоджар. Вместе с тем, в своей крайней северной части (от устья р. Надым — правого притока р. Оби до поселков Малый Атлым и Большой Атлым) на протяжении 600 км он не имеет четко выраженного восточного крыла и ограничивающей с востока крупной положительной структуры, подобной северной части Восточно-Уральского поднятия. В этой части Восточно-Уральский прогиб, подходящий сюда с юго-востока, утрачивает свою восточную границу со структурами палеозоя (палеозойского фундамента) Западной Сибири, характер которых в сущности остается не выясненным (к северу от пос. Ханты-Мансийска и к СВ от поселков Октябрьский, Большой и Малый Атлым на р. Обь в верховьях рек Кызым, Надым и др.). К юго-западу от поселков Октябрьского, Большой и Малый Атлым Восточно-Уральский прогиб приобретает четкие очертания отрицательной структуры не только с запада, но и с востока, поскольку на этих широтах появляется северное окончание Зауральского поднятия. Далее на юг на всем его протяжении (примерно на 1600 км) он сохраняет форму сложной, иногда разветвляющейся, но четко выраженной синклинойной структуры.

С учетом сказанного, за начало Восточно-Уральского прогиба следует принять район (широту) поселков Большой и Малый Атлым. Здесь прогиб очень широкий, ширина его достигает 160 км. Следуя далее на юго-запад через верхние течения рек Супра, Конда, оз. Турсунский Туман, пос. Шаим, он постепенно сужается до 120 км на широте оз. Пельмский Туман. Сразу же к югу от оз. Пельмский Туман он резко сужается до 65 км (за счет значительного расширения Восточно-Уральского и Зауральского поднятий) и приобретает субмеридиональное направление. В этом направлении он протягивается в южной части Северного Урала через пос. Пелым, слияние рек Лозьвы и Сосьвы, дающее начало р. Тавде, постепенно сужаясь до 45 км.

На Среднем Урале Восточно-Уральский прогиб имеет ширину от 45 до 60 км и проходит через пос. Махнево, г. Алапаевск, г. Артемовский, ст. Богданович, с. Маминское, г. Каменск-Уральский, пос. Багаряк и раздваивается от пос. Бурино; при этом западная ветвь его уходит на юго-запад, через поселки Султаново, Урукуль, Теча-Брод, Агапово, где она через Аргаяшскую седловинную структуру Сосьвинско-Коневского мегантиклинория соединяется с Арамилско-Сухтелинским мегасинклиномием. Восточная ветвь уходит далее на юг и на Южном Урале представляет весь прогиб, шириной от 35 до 12 км, проходящий через пос. Муслумово, г. Копейск, г. Коркино, г. Еманжельинск, г. Южно-Уральск, пос. Бородиновский, ст. Карталы и пос. Бреды, где прогиб вновь раздваивается: западная его ветвь через Кваркенскую седловину Восточно-Уральского поднятия сливается с Магнитогорским синклиномием, а восточная продолжается на юг через пос. Аниховка в область Восточных Мугоджар.

На Приполярном и Северном Урале (м. б. правильнее сказать Приполярном и Северном Зауралье) Восточно-Уральский прогиб пол-

ностью погребен под покровом мезозойских и кайнозойских отложений и выявляется лишь по небольшому количеству буровых скважин, а также по данным геофизических работ, в основном, по повышенным значениям гравитационного и магнитного полей, отвечающим широкому развитию вулканогенных образований основного состава, а также основных и ультраосновных интрузивных пород. На Среднем и Южном Урале рассматриваемый прогиб является крайней восточной структурой Уральской складчатой системы в ее открытой части. При этом, слагающие его палеозойские породы обнажаются, преимущественно, по берегам рек и реже на водоразделах в западной и центральной (приосевой) частях, тогда как в восточном крыле они, за редкими исключениями, погребены под сплошным покровом мезозойских и кайнозойских отложений.

Первые обзорные сведения о геологии Восточно-Уральского прогиба связаны с именами Г. П. Гельмерсена, Меглицкого и Антипова, А. П. Карпинского, А. А. Краснопольского и Н. К. Высоцкого, занимавшихся исследованием восточного склона Урала. В начале XX столетия геологические исследования прогиба производились в основном в связи с изучением геологии месторождений каменных углей, золота, хромита, железных руд и других полезных ископаемых.

К настоящему времени геологическими съемками средних и крупных масштабов, начатыми в 30-х годах, покрыта почти вся территория средней и южной частей Восточно-Уральского прогиба. Детальные геологосъемочные работы на угленосных и смежных с ними площадях проводились А. А. Прониным, Н. Ф. Мамаевым, П. М. Есиповым, Т. А. Смирновой, М. Б. Ненаховым и др. К 1938—1940 гг. относятся первые рукописные сводки и обзорные карты по материалам проведенных геологосъемочных и поисковых работ: С. В. Горюнов — сводная геологическая карта Челябинского буроугольного бассейна с объяснительной запиской, Г. А. Соколов — о метаморфизме и вулканизме, М. С. Волков — об угленосных отложениях, Н. Ф. Мамаев — о стратиграфии каменноугольных отложений Полтаво-Брединского района, П. М. Есиповым и Н. Ф. Мамаевым в это время составлена геологическая карта всего Полтаво-Брединского угленосного района.

Как тектоническая структура Восточно-Уральский прогиб был выделен И. И. Горским (1943) под названием «Восточная синклинальная зона».

Геотектонические условия формирования карбоновых угленосных толщ, а также история тектонического развития Восточно-Уральского прогиба охарактеризованы в работах А. А. Пронина (1965). Не лишены интереса работы А. А. Петренко (1946, 1949б, 1953 и др.), посвященные тектоническому районированию, стратиграфии и условиям залегания карбоновых отложений Южного Урала.

Палеозойские образования, развитые в зоне Восточно-Уральского прогиба, представлены, преимущественно, средне- и верхнедевонскими и нижнекаменноугольными осадочными (в терригенных, карбонатных и кремнистых фациях) и вулканогенными породами. В меньшей степени распространены силурийские парасланцы, эффузивы и известняки, а также средне- и, возможно, частью верхнекаменноугольные, терригенные и карбонатные отложения.

Наиболее значительные перерывы в разрезе среднепалеозойских толщ, фиксирующиеся стратиграфическими и местами угловыми несогласиями, относятся к раннему девону и к концу девона или к раннему турне, чем определяется выделение ордовикско-нижнедевонского, среднедевонско-нижнетурнейского и верхнетурнейско-намюрского, а также

верхнепалеозойского (средне-верхнекарбонового) структурных ярусов. Широким развитием в рассматриваемой зоне пользуются серпентинизированные ультрабазиты (дунито-гарцбургитового ряда), меньшее распространение имеют габбро, диориты и связанные с ними кислые интрузивные породы (кварцевые диориты, плагиограниты). Перечисленные породы по возрасту преимущественно относятся к раннекаменноугольным, позднеурнейско-намурамским и в меньшей степени к среднедевонско-раннеурнейским интрузиям. Габбро, диориты, кварцевые диориты и плагиограниты комагматичны эффузивам основного, среднего и кислого состава, отмеченных выше возрастных групп, но в подавляющей части являются в той или иной мере более молодыми образованиями, чем их эффузивные комагматы (прорывают их).

В относительно глубоких депрессиях, в основном в грабенах, сохранились от размыва терригенные осадки, а также излияния базальтов и в меньшей степени липаритов нижнего и среднего триаса (туринская серия) и верхнетриасово-нижнеюрские угленосные отложения (челябинская серия). Широким развитием в северной части Восточно-Уральского прогиба и в восточной подзоне прогиба на Среднем и Южном Урале пользуются меловые и палеогеновые, преимущественно морские и частью континентальные слабо дислоцированные осадки, которые в свою очередь перекрываются во многих местах континентальными неогеновыми и, как повсюду на Урале и в Зауралье, четвертичными отложениями.

По строению палеозойских толщ Восточно-Уральский прогиб представляет собою огромную и сложную синклинорную структуру, ограниченную крупными антиклинорными структурами — Восточно-Уральским палеозойским поднятием на западе и Зауральским палеозойским поднятием на востоке.

Западное крыло прогиба всюду падает на восток под разными углами (от 15—20 до 70—75°) и восточное крыло по преимуществу падает на запад, но местами приобретает почти вертикальное и даже крутое восточное падение, обуславливая черты явной асимметрии в строении прогиба в этих местах. Сложность строения прогиба обусловлена развитием крупных и тоже сложных и мелких складчатых положительных и отрицательных форм разных типов (приближающихся то к линейным, то к брахискладчатым). Именно развитием этих складчатых структур в крыльях прогиба прежде всего обусловлено то, что границы прогиба крайне неровные и далеко не всегда отчетливы. На западе отдельные синклинальные погружения далеко отходят к западу в область Восточно-Уральского поднятия и даже полностью пересекают последнее, связывая рассматриваемый прогиб с Тагильско-Магнитогорским прогибом. Восточная граница на Среднем и Южном Урале тоже неровна, но все же несколько более проста, чем западная, и местами приближается к прямолинейной, что в значительной мере обусловлено крупными разрывными нарушениями разных типов.

Наиболее значительные разломы носят характер глубинных разломов, к которым приурочены целые пояса серпентинитов и в меньшей степени габбро, а также излияния раннемезозойских базальтов. Крупными тектоническими нарушениями палеозойского и мезозойского возраста обусловлено существование больших грабенов, в частности грабенов, выполненных нижнемезозойскими отложениями, грабен-синклиналей и реже горстовых структур.

В пределах описываемой территории Восточно-Уральский прогиб можно разделить на три крупные структуры — мегасинклинии: Пелымский, Алапаевско-Теченский и Копейско-Брединский.

Пелымский мегасинклиниорий

Пелымский мегасинклиниорий является северной частью Восточно-Уральского прогиба и протягивается с СВ на ЮЗ от широты поселков Октябрьского, Большой Атлым и Малый Атлым, в Приполярном Зауралье, через верхние течения рек Супра, Конда, оз. Турсунский Туман до р. Пелым (и оз. Пелымский Туман) на Северном Зауралье, постепенно сужаясь от 160 до 120 км. К югу от оз. Пелымский Туман, где он резко сужается до 65 км, мегасинклиниорий тянется в меридиональном направлении по южной части Северного Зауралья и северной части Зауралья через верхнее течение р. Тавды (от слияния рек Лозьва и Сосьва), пос. Гришинский, пос. Чужино (на р. Тура), пос. Фоминское (на р. Тагил), пос. Паньшино, пос. Ялань (на р. Нейва) и до р. Реж восточнее пос. Верхнее Бутаково, постепенно сужаясь от 65 км до 15 км и у южной условной границы (около р. Реж) до 4—5 км.

Выделяется Пелымский мегасинклиниорий по буровым скважинам, пройденным на удаленных друг от друга участках (Шаимском и других), и главным образом по геофизическим данным. Зона описываемого мегасинклиниория характеризуется повышенным гравитационным и магнитным полем, при этом наиболее крупные аномалии силы тяжести и магнитные аномалии вытянуты в северной части структуры в северо-восточном, а в южной в меридиональном направлении. Отдельные аномалии и группы изоаномал и изодинам имеют северо-западное и субширотное направления.

На основании геологической интерпретации всех этих данных, в сопоставлении с данными по изученным районам Восточно-Уральского прогиба, а также по Восточно-Уральскому и Зауральскому поднятиям, можно, хотя и в значительной мере предположительно, но с большей долей вероятности, наметить основные черты геологического строения мегасинклиниория.

Западное крыло Пелымского мегасинклиниория сложено в северной части верхнесилурийско-нижнедевонскими эффузивами основного, среднего и частью кислого состава, а также средне- и верхнедевонскими и частью нижнетурнейскими терригенными, карбонатными и частью эффузивными породами, в южной — верхнедевонскими основными эффузивами, а также турнейско-нижневизейскими осадочными и частью вулканогенными (туфогенными) породами, несогласно прорывающимися с запада позднепалеозойскими гранитоидами Сосьвинского интрузивного комплекса. Перечисленные породы в западном крыле имеют общее восточное падение под различными углами. Это крыло осложнено складками разных порядков, что выявляется по контурам разновозрастных отложений (нижнекаменноугольных в поле развития девонских и девонских в поле развития силурийских) и сменой по простиранию силурийских отложений девонскими, этих последних нижнекаменноугольными. Восточное крыло мегасинклиниория сложено нижнекаменноугольными (в основном турнейскими и нижневизейскими) осадочными и частью туфогенными породами, образующими в северной передней части широкие, а в южной — узкие линейно удлиненные меридиональные складки; падение восточного крыла всюду западное, но углы падения, видимо, колеблются в широких пределах.

В широкой центральной части мегасинклиниория развиты терригенные и карбонатные (от турнейских до намюрских) нижнекаменноугольные породы. Они образуют, по преимуществу, широкие и пологие синклиналильные и антиклиналильные формы. Одной из таких структур является Чонтырьинская брахисинклиналь, выполненная среднекамен-

ноугольными отложениями, установленная по данным бурения в районе поселков Чонтырья и Шаим.

Около 50% территории, занимаемой Пелымским мегасинклинорием, занято ниже-среднетриасовыми базальтами, с которыми местами ассоциируют липариты. Базальты и липариты залегают на дислоцированных и размывших толщах палеозоя, выполняя впадины в палеозойском фундаменте. По-видимому, излияние основных и кислых лав в триасе происходило по широко развитым разломам и трещинам, совокупность которых создает зоны проницаемости на значительных территориях Зауралья, включая сюда и крайние восточные структуры Урала, погребенные под покровом мезозойских и кайнозойских отложений.

По данным магнитометрии, прежде всего по линейно вытянутым магнитным аномалиям, намечается, что наиболее значительными каналами, по которым происходило излияние базальтовых лав на территории Пелымского мегасинклинория, явились Шабуровско-Бичурский, Хангокуртский и Бабахинский разломы глубокого заложения.

Кроме названных разломов глубокого заложения, в Пелымском мегасинклинории, особенно в западной и в южной узкой его частях, устанавливаются по данным бурения и намечаются по геофизическим данным несколько крупных разрывных нарушений сбросового и взбросового типов и частью сдвиго-взбросового, имеющих меридиональное, северо-западное и редко северо-восточное, а также субширотное прогибания, вертикальное и крутое (на З, СВ, СЗ, ЮЗ и ЮВ) падения.

Отмеченные выше разломы глубокого заложения и все другие нарушения, или, по крайней мере, большая их часть возникли, по-видимому, в позднем палеозое, но существовали не только в триасе, но и позднее. По ним происходили смещения (с амплитудами от десятков до многих сотен метров и возможно до 1—1,5 км) не только палеозойских, но и мезозойских, а по некоторым из них и палеогеновых отложений.

Алапаевско-Теченский мегасинклинорий

Этот мегасинклинорий охватывает часть Восточно-Уральского прогиба, расположенную на Среднем Урале, и протягивается с севера от приустьевой части р. Лозьвы на юг через пос. Дерябино (на р. Тура), с. Махнево, г. Алапаевск, г. Реж, г. Артемовский, г. Асбест, ст. Богданович, с. Маминское, г. Каменск-Уральский и далее на юго-запад через пос. Багаряк, пос. Кунакбаево, пос. Теченский до пос. Кузяшево. На западе он ограничивается Сосьвинско-Коневским мегантиклинорием, на востоке в северной части условно отделяется от Пелымского мегасинклинория по Шабуровско-Бичурскому разлому, в средней—прилегает к Камышловскому мегантиклинорию Зауральского поднятия и в южной отделяется от Копейско-Брединского мегасинклинория Кунашакским антиклинорием, ограничивается с юга Челябинским антиклинорием, а юго-западным окончанием входит в Аргаяшскую седловину и через нее связывается с Арамилско-Сухтелинским мегасинклинорием, развитым внутри Восточно-Уральского поднятия. Общая длина мегасинклинория 480 км, ширина в северной и южной частях от 15 до 30 км, в средней от 40 до 55 км.

Преимущественным развитием в пределах Алапаевско-Теченского мегасинклинория пользуются нижнекаменноугольные, средне- и верхнедевонские терригенные, карбонатные и вулканогенные породы. В крыльях, особенно в западном крыле, а также в некоторых внутренних антиклиналях развиты верхнесилурийские и нижнедевонские вул-

каногенные и вулканогенно-терригенные толщи, местами с подчиненными им карбонатными породами, в редких случаях в пределах мегасинклинория из-под верхнесилурийских пород выступают залегающие согласно с ними нижнесилурийские эффузивы основного, среднего и кислого состава и зеленые сланцы, а также различные парасланцы и известняки. Наиболее глубокие синклинали выполнены среднекаменноугольными конгломератами, песчаниками, алевритами и реже известняками. Стратиграфические несогласия выражены наиболее отчетливо в основании среднедевонских и среднекарбонатовых отложений, в меньшей степени отчетливо — в основании верхнетурнейско-нижневизейских или верхнетурнейско-средневизейских терригенных (включая угленосную толщу) и карбонатных, а также туфогенных толщ.

Из интрузивных образований в Алапаевско-Теченском мегасинклинории развиты среднепалеозойские, преимущественно раннекарбонатовые серпентинизированные ультрабазиты (в основном, перидотиты и дуниты), в меньшей степени развиты габбро и, видимо, генетически связанные с ними кислые породы, а также позднепалеозойские гранитоиды (варисской гранитовой формации).

Алапаевско-Теченский мегасинклинорий представляет собою крупную и вместе сложную синклинорную структуру. Сложность этой структуры обусловлена развитием в ней многих крупных складчатых форм, в свою очередь осложненных складками разных порядков, а также многочисленными разрывными нарушениями разных типов и в ряде мест прорванных интрузиями ультраосновной, основной и кислой магмы. Сложные складчатые структуры и элементарные складки, развитые внутри мегасинклинория, в большей части имеют линейно удлиненные (в субмеридиональном направлении) формы, но некоторые из них сравнительно короткие и широкие в той или иной степени приближаются к брахиформам.

В большей своей части мегасинклинорий обладает чертами асимметрии. Западное широкое крыло его, примыкающее к Восточно-Уральскому поднятию, более развито, осложнено крупными, местами широкими антиклинальными складками. Вследствие этого в западном крыле на поверхность по преимуществу выходят силурийские и девонские толщи, нередко вмещающие интрузивные массивы разного состава, в том числе довольно крупные массивы позднепалеозойских гранитов (например, в Рефтинской мегантиклинали). Такие антиклинальные структуры, примыкающие к Сосьвинско-Коновскому мегантиклинорию, можно было отнести и к зоне Восточно-Уральского поднятия. Однако, антиклинали в большей их части все же отделяются от Сосьвинско-Коновского мегантиклинория узкими синклиналями, выполненными нижнекаменноугольными отложениями. Эти синклинали в своих северных или южных окончаниях, или в тех и в других, отклоняются от субмеридионального простирания к востоку и сливаются с Алапаевско-Теченским мегасинклинорием, в силу чего они (эти синклинали) и ограниченные ими с запада антиклинальные структуры в принятом районировании отнесены к описываемому мегасинклинорию.

В складчатых структурах и элементарных складках линейного типа, развитых в западном крыле мегасинклинория, крылья падают круто (под углами от 60 до 90°), чаще на восток. Линейные складки обычно асимметричны. В широких коротких складках асимметрия выражена слабее. Зеркало складчатости в западном крыле мегасинклинория всюду погружается на восток, чаще полого под углами от 15 до 45° и редко круто (до 65°), что соответствует общему (среднему) падению этого крыла.

В центральной подзоне Алапаевско-Теченского мегасинклинория преобладают нижнекаменноугольные отложения, которые в наиболее глубоких внутренних синклиналиях несогласно перекрываются среднекаменноугольными осадками. Наряду с этими отложениями во многих внутренних антиклиналях довольно широко развиты девонские, а в ряде мест и силурийские породы. В силу этого, в рассматриваемом мегасинклинории трудно определить границы между его крыльями и центральной приосевой подзоной и невозможно провести единую осевую линию мегасинклинория.

Из сказанного уже видно, что и внутренняя центральная подзона Алапаевско-Теченского мегасинклинория сильно осложнена складчатыми формами разных порядков. Эти формы имеют характер то сложных, то простых синклиналичных и антиклиналичных складок, но почти всюду линейно удлинённых в общем протяжении мегасинклинория. Складки то нормальные с западным и восточным падением крыльев под разными углами (от 15 до 75°), то в разной степени наклонённые: на запад в западной части подзоны и на восток в ее восточной части.

Восточное крыло Алапаевско-Теченского мегасинклинория, значительно более узкое чем западное, сложено силурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными отложениями. Оно осложнено складками разных порядков, в большей части мелкими линейными и наклонёнными (запрокинутыми) на восток. Зеркало складчатости погружается на запад под углами от 30 до 60° (более круто, чем в западном крыле мегасинклинория). Крылья складок падают в большей части на запад под углами от 40 до 85° и реже круто (75—90°) на восток.

подавляющее количество разрывных нарушений в пределах Алапаевско-Теченского мегасинклинория протягивается в общем (субмеридиональном) простирании и имеет чаще крутое западное, реже восточное и в некоторых случаях вертикальное падение. Многие из этих нарушений — сбросов и взбросов (крутых надвигов), а также сдвиго-сбросов и сдвиго-взбросов прослеживаются на многие десятки, а некоторые до 250 км. К ним относятся: Белоглинский сброс и Коптеловский взброс (или сдвиго-взброс), Гляденский и Барабинский сбросы в западной части мегасинклинория, Чернышевское, Бичурское, Усть-Рефтинское, Буланаш-Елкинское, Шайтанское крупные разрывные нарушения в восточной части мегасинклинория и многие другие нарушения меньших размеров. В большей части эти нарушения возникли в позднем палеозое, но по некоторым из них движения происходили в мезозойское и в кайнозойское время.

В северной части мегасинклинория его восточной границей является Шабуровско-Бичурский разлом глубокого заложения. В южной части — аналогичный ему Буланашско-Копейский разлом, который уходит далеко на юг в область Копейско-Брединского мегасинклинория.

В северной и средней частях западного крыла Алапаевско-Теченского мегасинклинория в общем направлении с севера на юг протягиваются Сусанский (с ССЗ на ЮЮВ) и Асбестовско-Ключевской глубинные разломы с приуроченными к ним поясами серпентинитовых массивов. Многие мелкие массивы серпентинитов, имеющие формы согласных факолитообразных залежей и силлов, по-видимому, представляют собою апофизы (ответвления) этих поясов.

Отдельные массивы габброидных и связанных с ними кислых интрузивных пород, в основном раннекаменноугольного возраста, а также немногие сравнительно крупные массивы и мелкие интрузивные тела позднепалеозойских гранитоидов, располагаются, в основном, в западном крыле (в его северной и средней частях), а также в юго-восточной части (в Кунашакской структуре) мегасинклинория.

Рассмотрим теперь кратко отдельные крупные структуры (III порядка), развитые внутри Алапаевско-Теченского мегасинклинория.

Толмачевско-Асбестовский синклинорий (А. А. Пронин, Г. В. Голубков, П. Н. Лебедев, В. Г. Шихов) расположен в западном крыле Алапаевско-Теченского мегасинклинория, в его северной половине, и протягивается с севера от р. Туры (от пос. Кордюково) на юг через пос. Толмачево (на р. Тагил), пос. Асбестовский, с. Леневское, г. Реж, с. Покровское, пос. Изумруд, г. Асбест до пос. Каменка. Длина его 215 км, ширина до 23 км.

Северную половину синклинория составляет Толмачевская мегасинклиналь, вытянутая с ССВ на ЮЮЗ на 10 км, при ширине до 10 км, и выполненная нижнекаменноугольными (верхнетурнейско-намюрскими) отложениями. По строению это относительно простая синклиналь линейного типа, шарнир которой воздымается к северу и к югу, где из-под верхнетурнейско-намюрских отложений выходят верхнедевонско-нижнетурнейские осадочные и в меньшей мере эффузивные породы.

Южная, большая часть Толмачевско-Асбестовского синклинория — Мелкозеровско-Асбестовская мегасинклиналь устроена более сложно, чем северная. Длина ее 115, ширина в большей части от 5 до 12 км, в районе г. Режа и с. Покровского достигает 28 км. Западное крыло мегасинклинали сложено силурийскими и частью, возможно, нижнедевонскими, метаморфизованными вулканогенными и осадочными толщами, а также несогласно перекрывающими их среднедевонскими эффузивами основного состава. Эти породы здесь собраны в мелкие складки, крылья которых в большей части падают на восток под углами от 50 до 85°, реже круто (70—85°) на запад. Восточное крыло очень узкое, сложено частью среднедевонскими, но в основном верхнедевонскими и нижнетурнейскими вулканогенными, терригенными и карбонатными породами, падающими круто на запад и на восток под углами от 50 до 85°. Приосевая часть мегасинклинали, где развиты залегающие трансгрессивно на девонских и силурийских породах нижнекаменноугольные терригенные (в том числе угленосные) эффузивные и карбонатные породы, располагается вблизи восточной границы структуры, чем обуславливается большая ширина (от 8 до 15 км) западного крыла и значительно меньшая (2—3 км) — восточного крыла и подчеркивается асимметричная форма всей структуры.

В районе г. Режа и с. Покровского в широкой части мегасинклинали развиты несколько довольно крупных и многие мелкие нормальные и асимметричные (с наклоном осевых плоскостей на запад) антиклинальные и синклинальные складки, вытянутые в меридиональном и северо-восточном направлении и чередующиеся между собою в широтном направлении. Наиболее значительные из этих складок: Останинская антиклиналь, сложенная верхнесилурийско-нижнедевонскими эффузивами, Сычевская антиклиналь, сложенная верхнедевонскими породами, Жуковская и Покровская синклинали, выполненные нижнекаменноугольными осадками. Кроме того, в этой части Мелкозеровско-Асбестовской мегасинклинали развиты мелкие наложенные складки, выполненные среднекаменноугольными терригенными осадками.

Южная часть мегасинклинали представляет собою сравнительно простую синклиналь — Асбестовскую.

Все перечисленные складчатые формы внутри Мелкозеровско-Асбестовской мегасинклинали осложнены мелкими складками с различными направлениями и углами падения, а также дизъюнктивными нарушениями, частью устанавливаемыми непосредственно по горным выработкам и буровым скважинам (в р-не г. Асбеста, пос. Изумруд и в других местах), частью предполагаемым по наличию зон интенсив-

ного рассланцевания и брекчирования пород (в р-не пос. Изумруд), по наличию милонитов, а также по отстройке детальных планов и разрезов.

Ультраосновные породы Сусанского и Асбестовско-Ключевского поясов прорывают все среднепалеозойские породы Мелкозеровско-Асбестовской мегасинклинали, но сами прорываются габброидными породами, а те и другие — позднепалеозойскими гранитами. По возрасту интрузии ультраосновной и основной магмы этих поясов относятся к концу раннего карбона. Массивы Сусанского пояса падают вертикально и, по-видимому, круто на восток, серпентиниты и габбро Асбестовского массива падают круто на запад и на восток и часто вертикально.

Махневско-Некрасовский антиклинорий (А. А. Пронин, Н. Б. Малютин, Б. Н. Петров) протягивается от северной оконечности Алапаевско-Теченского мегасинклинория (от нижнего течения р. Лозьвы) на юг через пос. Дерябино на р. Туре, пос. Махнево на р. Тагиле, пос. Верхняя Синячиха, г. Алапаевск, с. Покровское, г. Артемовский, г. Сухой Лог, с. Белоярское, с. Некрасово, с. Маминское и оканчивается южнее с. Маминского в 10 км. Общая длина его 355 км, ширина от 7 до 30 км.

Антиклинорий сложен в северной части средне- и верхнедевонскими вулканогенными (основного и частью кислого состава), терригенными и карбонатными породами и во внутренних синклиналях нижнекаменноугольными отложениями в терригенных, карбонатных и в небольшой степени вулканогенных фациях. В южной части, куда шарнир антиклинория постепенно с севера воздымается, из-под среднедевонских отложений выходят верхнесилурийско-нижнедевонские и нижнесилурийские эффузивы и туфы основного, среднего и кислого состава, подчиненные им толщи углисто-глинисто-кремнистых, филлитовых и графитисто-кварцитовых сланцев и на некоторой площади кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, первичный субстрат которых только условно относится по возрасту к нижнему палеозою. Перерывы и несогласия устанавливаются в основании среднего девона, верхнего турне и среднего карбона. Вместе с этим во многих местах устанавливаются непрерывные разрезы от среднего девона до намюра без видимого перерыва и несогласия в нижнем турне.

Внутри Махневско-Некрасовского антиклинория развиты линейно вытянутые в меридиональном и сменяющие друг друга в широтном направлении антиклинальные и синклинальные структуры разных порядков, из которых крупные в свою очередь осложнены более мелкими складками. Преобладающую роль все же играют крупные антиклинальные формы, образованные девонскими отложениями и тоже осложненные складками разных порядков.

Из интрузивных массивов только некоторые мелкие массивы и тела серпентинитов, диоритов и плагиогранитов представляются согласно залегающими в осадочных и вулканогенных толщах девона и карбона. Большая же часть массивов, в том числе крупные массивы Рефтинского интрузивного комплекса габбро, кварцевых диоритов и плагиогранитов, резко несогласно прорывают силурийские, девонские и нижнекаменноугольные толщи.

Из складчатых структур, слагающих антиклинорий, следует отметить Мугайско-Деевскую мегантиклиналь, осложненную в свою очередь Сидоровской, Кунайской, Флюсовской антиклиналями, Западно-Флюсовской и другими менее четко выраженными синклиналями; Алапаевскую мегасинклиналь, осложненную Зыряновской, Рычковской, Усть-Рефтинской синклиналями; Махневско-Алтынайскую мегантикли-

наль, осложненную Логиновской, Махневской, Нижнесиячихинской, Косиковской и Алтынайской антиклиналями; Рефтинскую мегантиклиналь, осложненную Маминской, Бруснятской и Грязновской синклиналями.

Складчатые структуры и во многих случаях интрузивные массивы осложнены многими крупными и мелкими разрывными нарушениями, в основном, типа сбросов и взбросов, падающих чаще круто на запад и реже на восток. Наиболее крупные из них: Белоглинское, Коптеловское (в северной и в западной частях антиклинория), Флюсово-Бугинское, Толмачихинское и Барабинское (в северной части и по восточной границе антиклинория с Коптеловским синклинорием).

Коптеловский синклинорий (И. Д. Соболев, Г. В. Голубков, Н. Б. Малютин, Б. П. Петров) протягивается с севера от приустьевой части р. Лозьвы на юг и ЮЮВ через пос. Страдново на р. Туре, с. Монастырское на р. Нейве, села Костино и Коптелово на р. Реж, с. Писанское на р. Ирбит, с. Филатовское на р. Пышме до пос. Колчедан на р. Исети. Общая длина его 350 км, ширина от 10 до 27 км.

Синклинорий сложен по преимуществу нижнекаменноугольными осадочными (в терригенных и карбонатных фациях) и туфогенными породами, в меньшей степени эффузивами среднего и частью основного и кислого состава, а также среднекаменноугольными терригенными отложениями; в антиклиналях, развитых внутри синклинория, вскрываются верхнедевонские и очень редко среднедевонские вулканогенные породы основного и редко среднего и кислого состава. Из интрузивных пород, в виде мелких сравнительно немногих массивов, установлены серпентиниты раннекаменноугольного возраста и, в виде единичных жилообразных тел, позднепалеозойские граниты. Мезозойские депрессии различного происхождения (местами значительные по площади, местами узкие грабенообразные) выполнены базальтами и липаритами раннего и среднего триаса, а в некоторых из узких грабенов залегают также угленосные отложения верхнего триаса и нижней юры. В большей части Коптеловского синклинория и почти во всей его восточной половине палеозойские, триасовые и нижнеюрские отложения перекрыты сплошным покровом меловых, палеогеновых и частью неогеновых осадков.

Коптеловский синклинорий представляет собою крайнюю восточную и в то же время наиболее глубокую часть асимметричного Алапаевско-Теченского мегасинклинория.

Синклинорий осложняется складчатыми формами разных порядков также линейно удлинненными и в большей части (на востоке почти всюду) опрокинутыми на восток. Среди них выделяются Никоновская, Шогринская, Писанская, Паршиновская, Суворовская антиклинали, Калгановская, Лопатовская, Ялунинская, Буланашская, Таушканская, Волковская синклинали. Также в меридиональном направлении протягивается узкий Брагинский выступ кристаллических сланцев, условно относимых по возрасту к нижнему палеозою, трансгрессивно перекрытых терригенными и туфогенными отложениями турнейского яруса. Внутреннее строение выступа не выяснено и лишь условно принимается как антиклинальное. Среди мезозойских депрессий наиболее крупными являются Бичурская, Буланашская и Далматовская.

Каменский синклинорий (рис. 28), по данным Н. Ф. Мамаева и др., протягивается с севера от пос. Алтынай на юг до г. Каменск-Уральского и с. Покровского и далее на юго-запад через оз. Шаблиш, пос. Багаряк, оз. Большой Куяш, пос. Кунакбаево, оз. Карагай-Куль, пос. Теча-Брод, дер. Асаново, оз. Тептярги до пос. Кузяшево. Общая длина синклинория 215 км, ширина его меняется в значительных преде-

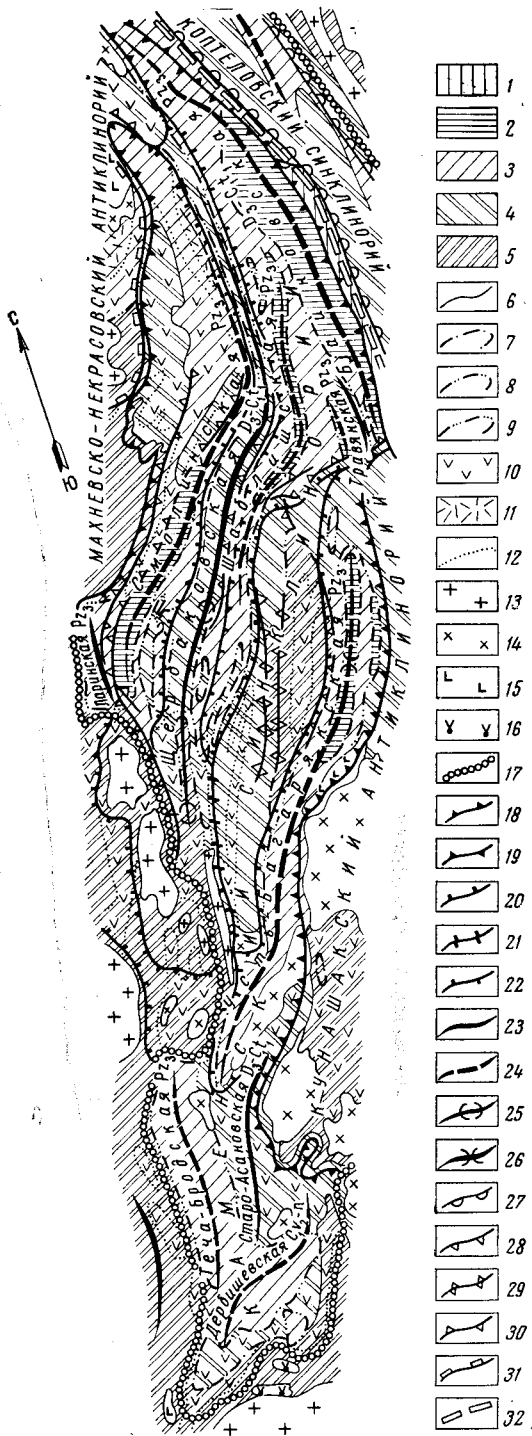


Рис. 28. Схема тектоники Каменского синклинория

1 — триасово-нижнеюрский структурный ярус; 2 — средне-верхнекарбонный структурный ярус; 3 — верхнетурнейско-намюрский структурный ярус; 4 — среднедевонско-нижнетурнейский структурный ярус; 5 — ордовикско-нижнедевонский структурный ярус; 6 — нормальные границы структурных ярусов и границы интрузий; 7—9 — границы структурных ярусов с глубиной размыва или величиной перерыва (7 — до 100 м, 8 — от 100 до 1000 м, 9 — более 1000 м); 10 — вулканогенные породы основного и среднего состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования и зеленые сланцы; 11 — вулканогенные породы кислого состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования; 12 — границы вулканогенных образований; 13 — граниты и гранитоиды позднего палеозоя; 14 — кислые интрузии раннего карбона; 15 — основные интрузии раннего карбона; 16 — ультраосновные интрузии среднего-верхнего девона; 17—22 — границы структур (17 — I порядка, 18 — III порядка антиклинальных и синклинальных, 19 — то же, между двумя смежными отрицательными структурами, 20 — IV порядка антиклинальных и синклинальных, 21 — то же, между двумя смежными положительными структурами, 22 — то же, между двумя смежными отрицательными структурами); 23 — осевые линии антиклинальных структур; 24 — то же, синклинальных; 25 — ундуляция осей складок в участках воздымания; 26 — то же, в участках погружения; 27 — мезо-кайнозойские разрывные нарушения; 28 — позднепалеозойские разрывные нарушения, наклонные; 29 — то же, вертикальные; 30 — то же, неустановленного падения; 31 — ордовикско-раннекаменноугольные наклонные разрывные нарушения; 32 — глубинные разломы, фиксируемые интрузиями ультраосновной магмы

лах: в северной части от 5 до 25, в средней достигает 48 км, затем (в районе оз. Карагайкуль) вновь уменьшается до 10 км и южнее колеблется от 15 до 20 км. Границы синклиория неровные, часто фестончатые, что обусловлено развитием внутри него многочисленных крупных складок разных порядков, находящихся в сложных взаимоотношениях со смежными складчатыми структурами.

В пределах Каменского синклиория преимущественным распространением пользуются осадочные (терригенные и карбонатные) и вулканогенные породы каменноугольной (нижнего и среднего отделов) и девонской (среднего и верхнего отделов) систем; наименьшим развитием пользуются вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи силура и нижнего девона. Основные стратиграфические несогласия под среднедевонскими, верхнетурнейскими, средневизейскими и под среднекаменноугольными отложениями. Горизонтально залегающие меловые и палеогеновые отложения развиты в виде сплошного покрова в районе г. Каменска-Уральского к северу и к югу от него. Суммарная мощность их меняется от 15 до 50 м; в других частях синклиория, только на обособленных участках, распространены палеогеновые осадки мощностью от 3 до 25 м.

Интрузивные породы в пределах Каменского синклиория пользуются небольшим распространением и представлены единичными мелкими дайкообразными телами и небольшими массивами раннекаменноугольных плагиогранитов, гранитов разного состава, диоритов, габбро, габбро-диабазов и единичных мелких тел серпентинизированных ультрабазитов, а также небольшим массивом (на р. Караболке, восточнее пос. Темряс) и мелкими телами позднепалеозойских гранитов в районе от широты пос. Кунакбаево и далее на юг.

Внутреннее устройство Каменского синклиория довольно сложное, что обусловлено развитием в нем крупных синклинальных и антиклинальных структур, в свою очередь осложненных складками разных порядков и многими разрывными нарушениями. Крылья синклиория выражены нечетко. В западном крыле на силурийские толщи Махневско-Некрасовского и Коневского антиклинорийев трансгрессивно налегают средне- и верхнедевонские и верхнетурнейско-нижневизейские отложения, при этом верхнетурнейско-нижневизейские осадки трансгрессивно перекрывают как силурийские, так и средне- и верхнедевонские толщи. Примерно такая же картина наблюдается и на востоке с той лишь разницей, что в восточной части синклиория среднедевонские отложения в одних случаях залегают трансгрессивно на силурийских породах, в других — согласно (без видимых несогласий) на верхнесилурийско-нижнедевонской осадочно-вулканогенной толще. В этом смысле Каменский синклиорий представляет собою четырехъярусную структуру. При этом второй — среднедевонско-раннетурнейский структурный ярус образует наложенную на нижний структурный ярус довольно сложную синклинальную форму, третий — верхнетурнейско-намурский и четвертый — средне-(верхне-)карбонный структурные ярусы тоже образуют наложенные синклинальные формы.

Соотношение разных структурных ярусов в определенных крупных складчатых проявлениях в пределах Каменского синклиория достаточно надежно показывает и резко подчеркивает существование определенных этапов тектонического развития Восточно-Уральского прогиба и формирование складчатых структур в конце каждого из этих этапов с последующим размывом и несогласным перекрытием этих размывых структур более молодыми осадками каждого из последующих этапов (Пронин, 1960б).

Решающую роль в развитии основных складчатых структур и разрывных нарушений как Каменского синклинория, так и Алапаевско-Теченского мегасинклинория в целом, сыграли послесреднекаменноугольные (позднепалеозойские) движения. Об этом свидетельствует часто отмечаемая общая направленность (с незначительным отклонением) осевых плоскостей синклиналей в толщах среднекарбонового возраста и более древних толщах (Богдановичско-Шаблишская и Усть-Багарякская мегасинклинали, Травянская синклиналь и др.).

Внутри Каменского синклинория развиты довольно крупные в большей части линейно удлинённые антиклинальные и синклинальные формы (мегантиклинали и мегасинклинали), в свою очередь сильно осложнённые складками разных порядков. Наличие этих крупных структур не даёт возможности показать на картах общий шарнир и осевую плоскость всего синклинория. Все же можно говорить о заметной ундуляции шарнира, общем его погружении к северу от р. Багаряк и к югу от р. Караболка и общем воздымании к югу от дер. Ишалиной в сторону Челябинского антиклинория. Можно также отметить, что в западной части синклинория мелкие складки в большинстве несколько запрокинуты на запад, в восточной — на восток, в средней части складки преимущественно прямые с нормальным падением крыльев.

В качестве наиболее крупных структур в пределах Каменского синклинория выделяются: Смолинская, Богдановичско-Шаблишская, Усть-Багарякская, Асановская мегасинклинали, Щербаковская и Колпаковская мегантиклинали.

Кунашакский антиклинорий (Н. Ф. Мамаев, Ю. П. Бердюгин, З. А. Андреева) развит в юго-восточной части Алапаевско-Теченского мегасинклинория. Он лежит на продолжении Челябинского антиклинория к ССВ и мог быть объединен с ним. Вместе с тем, рассматриваемый антиклинорий представляет более узкую и менее поднятую структуру, чем Челябинский антиклинорий, ограниченную с запада и с востока синклинальными структурами. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать Кунашакский антиклинорий как внутреннюю антиклинальную структуру Восточно-Уральского прогиба и условно отнести его к структурам Алапаевско-Теченского мегасинклинория.

Антиклинорий прослеживается на 100 км с СВ от р. Исети (восточнее г. Каменск-Уральского в 5—8 км) на ЮЗ через пос. Бурино, оз. Уелги, пос. Кунашак, оз. Сары, оз. Чебакуль, оз. Тугуняк до дер. Ибрагимовой, постепенно расширяясь от 5 до 22 км. При общем воздымании антиклинория с СВ на ЮЗ в нем происходит в том же направлении постепенная смена верхнедевонских (основных) эффузивов среднедевонскими эффузивами основного же и частью кислого состава, а этих последних силурийскими (преимущественно верхнесилурийскими) и нижнедевонскими вулканогенными породами разного состава. В крайней южной части (напротив дер. Ибрагимовой) наблюдается некоторое погружение шарнира, фиксирующееся среднедевонскими эффузивами.

Общее западное крыло антиклинория падает на запад под углами от 25 до 60°, в восточном крыле в разных местах устанавливается крутое восточное (углы 45—80°) и западное (углы 70—90°) падение, но в большей части восточное крыло срезается на севере Буланашско-Копейским разломом, а восточнее Челябинским сбросом, падающим круто на восток. Осевая плоскость антиклинория ближе к восточной границе, что подчеркивает асимметричность всей структуры.

Строение Кунашакского антиклинория характеризуется развитием в нем сложной складчатости разных типов. Ундуляцией шарнира всего антиклинория обусловлено развитие в средней части Буринской брахи-

антиклинали, к которой приурочен выявленный в последнее время крупный Буринский массив позднепалеозойских гранитоидов. Крылья этой брахиантиклинали падают от центра к периферии, но восточное крыло падает круче, чем западное; в силурийских и девонских эффузивах, слагающих крылья брахиантиклинали, залегают небольшие массивы (разной формы) габбро, диоритов и кварцевых диоритов и плагиогранитов раннекаменноугольного возраста.

К югу от Буринской антиклинали в приосевой части протягивается с ССВ на ЮЮЗ (от ст. Тахталым до оз. Тугуняк) Тахталымско-Тугунякская антиклиналь, сложенная нижнесилурийскими эффузивами. К этой антиклинали приурочены удлиненные (в общем простираении антиклинали с ССВ на ЮЮЗ) массивы гранитоидов плагиоклазового ряда, датирующиеся средним девоном.

В широком западном крыле антиклинория развиты следующие наиболее значительные складчатые формы: Калдинская брахиантиклиналь с приуроченными к ней Калдинским массивом диоритов, сиенито-диоритов, граносиенитов и гранодиоритов, мелкими телами габбро раннекаменноугольного возраста; Чебакульская синклинали, сложенная среднедевонскими вулканогенными породами; Уелгинская антиклиналь, с приуроченным к ее южному окончанию Надыровским массивом, по составу аналогичным Калдинскому; Восточно-Уелгинская синклинали, разделяющая Уелгинскую и Тахталымско-Тугунякскую антиклинали. Перечисленные складчатые структуры в свою очередь осложнены складками разных форм и порядков, осевые плоскости складок в большей части наклонены на восток, местами мелкие складки явно запрокинуты в том же направлении.

Копейско-Брединский мегасинклиний

Это весьма сложная крупная структура (А. А. Петренко, Н. Ф. Мамаев, Ю. П. Бердюгин) составляет южную часть Восточно-Уральского прогиба. Его северной условной границей можно считать Монастырское разрывное нарушение (севернее р. Исети в 5—6 км), которым он как бы отделяется от Байновской синклинали Каменского синклиория, но четкое оформление Копейско-Брединский мегасинклиний получает южнее р. Багаряк (восточнее оз. Куракли-Маян), где начинается зона развития раннекаменноугольных отложений. Отсюда он непрерывно протягивается на ЮЮЗ через г. Копейск, г. Коркино, г. Еманжелинск, пос. Подгорный (на р. Уй), пос. Бородинский, г. Карталы, пос. Бреды до пос. Павловского и пос. Синий Шихан. Общая длина мегасинклиория составляет около 500 км, ширина его колеблется в большей части от 7 до 20 км, достигая местами (в районе г. Еманжелинска и в крайней южной части в Брединском районе) 35—37 км.

Слагающие описываемый мегантиклиний палеозойские породы на значительных площадях погребены под мезозойскими, палеогеновыми и неогеновыми отложениями и, соответственно, степень изученности мегасинклиория в разных его частях далеко не одинакова. Наименее изучены палеозойские образования, составляющие ложе широкого (до 15 км) Копейского (или как чаще он назывался Челябинского) мезозойского грабена, выполненного триасовыми и нижнеюрскими отложениями.

Значительно более широко, чем триас-нижнеюрские отложения, в зоне Копейско-Брединского мегасинклиория развиты покровные отложения, сложенные палеогеновыми и в меньшей мере неогеновыми, меловыми и в незначительной степени среднеюрскими осадками.

Сложен Копейско-Брединский мегасинклиорий преимущественно нижнекаменноугольными осадочными породами в терригенных и карбонатных фациях. При этом терригенные осадки развиты, главным образом, в верхнетурнейско-нижневизейском подъярус. Среди них довольно широким распространением пользуется угленосная толща, относящаяся, по современным данным, к нижнему визе и своей верхней частью к низам среднего визе. Карбонатные отложения образуют толщу, по возрасту охватывающую среднее, верхнее визе и намюрский ярус. Вулканогенные образования пользуются меньшим развитием и встречаются как в турне и нижнем визе (чаще с переслаиванием туфов и лав разного состава с терригенными породами), так и в верхах угленосной толщи (средневизейская «надугленосная толща» эффузивов разного состава).

Меньшее распространение, по сравнению с нижнекаменноугольными, имеют верхне- и среднедевонские (преимущественно эффузивы разного состава), а также силурийские, залегающие согласно на ордовикских, и связанные с ними среднедевонские вулканогенные и частью осадочные породы, выходящие на поверхность в некоторых внутренних антиклинальных структурах и приподнятых частях мегасинклиория (южное погружение Челябинского антиклинория или в северной части Еманжелинской мегасинклинали, Тахталымская, Кособродская антиклиналь и др.). Среднедевонские отложения залегают чаще со стратиграфическим несогласием на нижележащих толщах. Точно также верхнетурнейско-нижневизейские терригенные и вулканогенные отложения в большей части трансгрессивно перекрывают разные нижележащие толщи до силурийских включительно, иногда с большим азимутальным несогласием. Из сказанного следует, что в пределах Копейско-Брединского мегасинклиория среднепалеозойские отложения образуют три структурных яруса: силурийско-нижнедевонский (в полном объеме это ордовикско-нижнедевонский), среднедевонско-нижнетурнейский и верхнетурнейско-намюрский.

В наиболее глубоких частях мегасинклиория (Нагумановская, Скутинская, Брединская синклинали) развиты среднекаменноугольные отложения в терригенных (обломочных) и частью карбонатных фациях, залегающие трансгрессивно на нижнекаменноугольных породах и слагающие особый структурный ярус (точнее структурный подъярус верхнепалеозойского структурного яруса).

Из интрузивных образований в Копейско-Брединском мегасинклиории установлены: почти полностью серпентинизированные ультрабазиты (в основном гарцбургиты), образующие несколько поясов (цепей массивов) среднедевонского и раннекаменноугольного возраста; габбро, диориты и плагиограниты, в виде отдельных массивов и мелких интрузивных тел раннекаменноугольного возраста; позднепалеозойские гранитоиды, в виде нескольких массивов и мелких дайкообразных тел.

Располагаясь между крупными антиклинальными структурами, Копейско-Брединский мегасинклиорий представляет собою четко выраженную отрицательную форму в сложноскладчатом строении восточного склона Южного Урала.

В общем виде это открытая синклиналичная структура, то прямая симметричная, или слабо асимметричная с нормальным падением крыльев под разными углами, то четко выраженная асимметричная с более широким западным крылом, падающим на восток и с относительно узким, плохо развитым восточным крылом, падающим на запад сравнительно круто (от 50 до 75°). Соответственно, осевая плоскость мегасинклиория проходит то примерно посередине его, то ближе к восточной и в очень редких случаях к западной границе. По простирацию мегасинклиория в нем выделяются погружения, охватывающие большие

площади и представляющие собою крупные и тоже сложные синклинальные структуры (синклиории и мегасинклинали) и более или менее равноценные им седловинные поднятия, приобретающие местами характер внутренних сложных антиклиналей (мегантиклиналей). В крыльях мегасинклиория также во многих местах развиты осложняющие его крупные синклинальные и антиклинальные структуры. Во всех случаях, но в разной степени, все эти крупные складчатые структуры, в свою очередь, осложняются складками разных форм и порядков, включительно до мелких складок, а также многими разрывными нарушениями, в большей части имеющими субмеридиональное простирание и крутое (на запад и на восток), а также вертикальное падение. В ряде мест крылья мегасинклиория срезаны крутыми дизъюнктивами и глубинными разломами, по которым в этих случаях и можно проводить границы мегасинклиория. Это относится к восточным границам Бородиновской мегасинклинали и Полтаво-Брединскому синклиорию, ограничивающимся с востока крупными Осиновским, Тарутинским, Карталинским, Княженским и Наследничим сбросами, большая часть которых совпадает с Тарутинско-Наследничим глубинным разломом, фиксированным цепью массивов серпентинитов. В северной части разрывные нарушения ограничивают мегасинклиорий как с запада (Челябинский сброс и Муслумовско-Красногорский глубинный разлом), так и с востока (Копейский бортовой сброс и Буланашско-Копейский глубинный разлом).

Весь описываемый мегасинклиорий может быть разделен на три крупные части: Копейский, Еманжелинско-Бородиновский и Полтаво-Брединский синклиории.

Копейский синклиорий (Ю. П. Бердюгин, М. В. Копелова, В. Д. Боякова и др.) составляет северную часть Копейско-Брединского мегасинклиория и протягивается с севера от рек Исеть и Багаряк на юг до пос. Белоключевка на р. Уй. Длина его 250 км, ширина до 25 км (в средней части).

Под покровом палеогеновых и местами меловых отложений большим количеством буровых скважин вскрыты: в северной половине синклиория и в узкой крайней западной полосе его палеозойские — преимущественно нижнекаменноугольные карбонатные и терригенные, в наиболее погруженных частях (наложенных синклиналях) среднекаменноугольные терригенные отложения, в меньшей степени — средне- и верхнедевонские (в крайней северной части в западном крыле) и в еще меньшей — верхнесилурийские и нижнедевонские (в западном крыле и во внутренних антиклиналях) вулканогенные породы основного и местами кислого состава; в южной половине — триас-нижнеюрские терригенные осадки (в том числе угленосные отложения верхнего триаса и нижней юры), выполняющие Копейский грабен.

В составе синклиория выделяются крупные складчатые структуры — Тахтамышско-Синеглазовская моноклираль, слагающая западное крыло, и Бозитовско-Коркинская мегасинклираль, слагающая центральную подзону этой структуры.

Большая южная часть Бозитовско-Коркинской мегасинклинали усложнена крупным Копейским грабеном, выполненным триасовыми и нижнеюрскими, в том числе рэт-лейасовыми, отложениями. Палеозойские породы в грабене полностью скрыты под этими отложениями, достигающими в северной и средней частях грабена мощности 3000 м. Лишь по глубоким скважинам установлено развитие в ложе Копейской мезозойской депрессии (грабене) ниже- и среднекаменноугольных отложений, что указывает на отрицательный характер структуры палеозоя. Мегасинклираль ограничена здесь с запада Западно-Копейским и с востока Восточно-Копейским разрывными нарушениями типа сбросов,

а также тяготеющими к ним многочисленными более мелкими нарушениями. Эти и многие подобные им нарушения вообще в Восточно-Уральском прогибе и в смежных структурных зонах, по-видимому, возникли в конце палеозоя, что, в частности, подтверждается приуроченностью к ним узких (тонких) и линейно вытянутых интрузий позднепалеозойских гранитов, например, юго-восточной ветки Челябинского массива гранитоидов. В позднем палеозое произошло образование Боязитовско-Коркинской мегасинклинали и затем относительное опускание ее по Западно-Копейскому и Восточно-Копейскому разрывным нарушениям с превращением в большей южной части этой складчатой структуры в грабен-синклиналию. Позднее, в триасовое и в раннеюрское время, продолжалось опускание ложа этой структуры, которая формировалась уже как резко выраженный грабен, заполняющийся (одновременно с углублением его) терригенными осадками, а в раннем и среднем триасе еще и базальтовыми лавами. Эти лавы проникали с глубин по указанным копейским бортовым разломам, приобретшим характер разломов глубокого заложения.

Копейский грабен в своей северной части (к северу от р. Миасс) разделяется (разветвляется) на относительно мелкие грабены. К югу от р. Миасс отдельные «ветви» Копейского грабена сливаются, грабен становится очень широким, достигая ширины 13—14 км, но к югу от г. Коркино он постепенно сужается до 2, затем до 1 км и в 30 км южнее р. Уй около пос. «Участок № 15» исчезает, ограничиваясь сбросом северо-восточного простиранья. На его продолжении на ЮЮЗ располагаются подобные, но значительно меньшие по размерам (шириной до 2 км и длиной до 30 км) грабены, также выполненные нижнемезозойскими отложениями. В крайней южной узкой части Копейского грабена и в отмеченных выше тяготеющих к нему более мелких грабенах мощность выполняющих нижнемезозойских отложений значительно меньше, чем в главной части Копейского грабена и измеряется десятками, а в при-бортовых и концевых частях грабенов единицами метров.

В своей главной (широкой и глубокой) части Копейский грабен, по данным М. В. Копеловой, имеет несколько асимметричную форму с крутопадающим (75—85°) на восток западным уступом (по Западно-Копейскому сбросу) и несколько более пологопадающим на запад (углы 60—80°) восточным уступом (по Восточно-Копейскому взбросу и Буланашско-Копейскому глубинному разлому). В районе оз. Мыркай и оз. Четвертое Восточно-Копейский взброс, в свою очередь, срезается падающим на восток под углами 50—60° Мыркайским взбросом (крутым надвигом), по которому палеозойские породы восточного борта Копейского грабена надвинуты на нижнемезозойские породы, выполняющие грабен. Тем самым сильно осложняется строение восточного уступа и восточного борта грабена, пока еще остающееся недостаточно выясненным.

Триасово-нижнеюрские отложения, выполняющие Копейский грабен, пересекаются многочисленными разрывными нарушениями, из которых большая часть имеет субширотное или северо-восточное, а также субмеридиональное и северо-северо-восточное простиранья. Те и другие имеют в большей части характер крутопадающих сбросов и сдвиго-сбросов, нередко приобретают характер ступенчатых сбросов. По сбросам субширотного и «диагонального» (СВВ) простиранья, падающим чаще круто на север и ССЗ, северные блоки опущены относительно южных, но в северных концевых частях грабена наблюдается обратная картина. В субмеридиональных сбросах их плоскости падают круто (углы 70—80°) на запад (и ССЗ), а также на восток (и ЮВВ); амплитуда

смещения блоков по этим сбросам достигает нередко 500 м, а местами 1000 м и несколько более.

Большая часть этих разрывных нарушений возникла в послераннеюрское время, по-видимому, в среднеюрское и меловое время, но частью, возможно, и в палеогене, а небольшие подвижки потом происходили и в неогеновое и даже в четвертичное время.

Кроме того, при общем горизонтальном или близком к нему первичном залегании триасово-нижнеюрских отложений, в ряде мест они смяты в мелкие, но нередко весьма напряженные, а иногда очень сложные складки. Эта мелкая складчатость часто развивается автономно в разных блоках, разделенных разрывными нарушениями. По-видимому, она образовалась и развивалась в результате напряжений, возникших в связи с разрывными нарушениями, которые скорее всего явились результатом неравномерных вертикальных движений в области грабена в стадии платформенного развития восточных зон Урала.

Еманжелинско-Бородиновский синклиорий (рис. 29), по данным Л. Н. Ромашовой, И. Д. Соболева и Л. Д. Булькина, составляет среднюю часть Копейско-Брединского мегасинклиория и протягивается с ССВ от Копейского синклиория и восточной части Челябинского антиклиория на ЮЮЗ через г. Еманжелинский, пос. Кособродский, пос. Ново-Еткульский, пос. Бородиновский до р. Карталы-Аят. Общая длина его 210 км, ширина от 10 до 30 км.

В Еманжелинско-Бородиновском синклиории преимущественным развитием пользуются нижнекаменноугольные, в меньшей степени обнажены (во внутренних антиклиналях) среднедевонские и в еще меньшей — нижнедевонские и верхнесилурийские отложения. Среднедевонские отложения почти всюду залегают с разрывом на нижнедевонских и верхнесилурийских, а также на более древних породах. С еще более значительным разрывом на среднедевонских и более древних толщах залегают нижнекаменноугольные отложения, на которых местами (в ядрах синклиналей) тоже стратиграфически несогласно лежат среднекаменноугольные осадки. Таким образом, внутренние синклинали, осложняющие Еманжелинско-Бородиновский синклиорий, по своему характеру являются наложенно-унаследованными. По общей форме Еманжелинско-Бородиновский синклиорий представляет собою прямую открытую синклинальную структуру с четко выраженными крыльями и приосевой частью. Западное крыло ее падает всюду на восток под разными углами (от 30 до 80°), восточное крыло почти всюду падает на запад под углом от 40 до 80°, но местами круто и даже вертикально (90—80°) на восток, чем и определяется некоторая асимметричность в строении синклиория на отдельных участках. Шарнир синклиория испытывает значительную ундуляцию и прежде всего довольно глубокое погружение в северной и южной частях и заметное воздымание в средней части. Соответственно, весь синклиорий расчленяется на три крупные структуры: северную — Еманжелинскую и южную — Бородиновскую широкие мегасинклинали, а также разделяющую их Кособродскую мегантиклиналь, имеющую характер довольно крупного и сложного седловинного поднятия. Каждая из этих структур осложнена более мелкими складчатыми и брахискладчатыми формами, а также разрывными нарушениями, чем окончательно моделируется в деталях сложное строение Еманжелинско-Бородиновского синклиория.

Полтаво-Брединский синклиорий, по данным Н. Ф. Мамаева и Л. Н. Ромашовой, составляет южную часть Копейско-Брединского мегасинклиория, располагается к югу и на продолжении Еманжелинско-Бородиновского синклиория. Протягивается с ССВ на ЮЮЗ через г. Карталы, пос. Ново-Георгиевский, пос. Бреды до верхнего течения

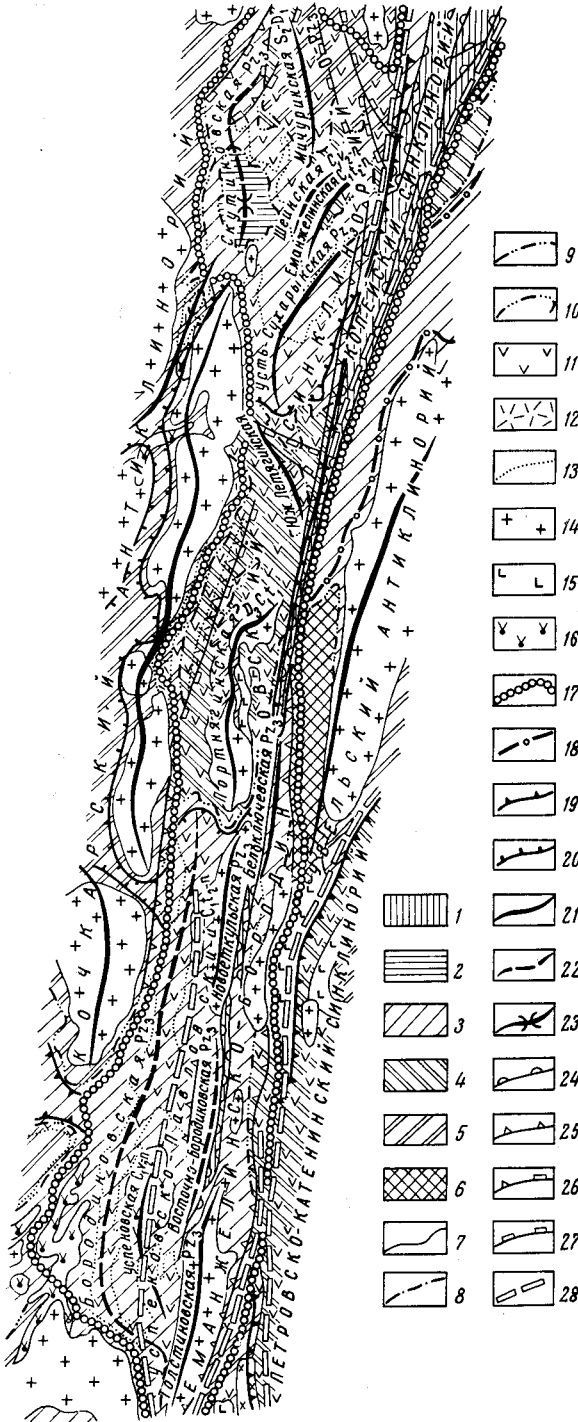


Рис. 29. Схема тектоники Еман-
желинско-Бородиновского син-
клинория

1 — триасово-нижнеюрский структурный ярус; 2 — средне-верхнекарбонный структурный ярус; 3 — верхнетурнейско-намюрский структурный ярус; 4 — среднедевонско-нижнетурнейский структурный ярус; 5 — ордовикско-нижнедевонский структурный ярус; 6 — кембрийский структурный ярус; 7 — нормальные границы структурных ярусов и границы интрузий; 8—10 — границы структурных ярусов с глубиной разрыва или величиной перерыва (8 — до 100 м, 9 — от 100 до 1000 м, 10 — более 1000 м); 11 — вулканогенные породы основного и среднего состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования и зеленые сланцы; 12 — вулканогенные породы кислого состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования; 13 — границы вулканогенных образований; 14 — граниты и гранитоиды позднего палеозоя; 15 — основные и средние интрузии раннего карбона; 16 — ультраосновные интрузии раннего карбона; 17—20 — границы структур (17 — I порядка, 18 — II порядка, 19 — III порядка антиклинальных и синклинальных, 20 — IV порядка антиклинальных и синклинальных); 21 — осевые линии антиклинальных структур; 22 — то же, синклинальных; 23 — ундуляция осей складок в участках погружения; 24 — мезокайнозойские разрывные нарушения; 25 — то же, позднепалеозойские; 26 — то же, раннекаменноугольно-позднепалеозойские; 27 — то же, ордовикско-раннекаменноугольные; 28 — глубинные разломы, фиксируемые интрузиями ультраосновной магмы

р. Берсаут (к югу от широты пос. Наследницкого в 15 км). Общая длина его 125 км, ширина от 6—10 до 23 км.

В Полтаво-Брединском синклинии развиты нижнекаменноугольные терригенные и карбонатные и в меньшей мере вулканогенные отложения от верхнетурнейских до намюрских (Н. Ф. Мамаев). Наибольшим развитием пользуются терригенные осадки верхнего турне — нижнего визе, среди которых существенную роль играют угленосные отложения. Подугленосная толща (песчаников, конгломератов, глинистых, кремнистых и других сланцев) по возрасту относится преимущественно к верхнему турне. Некоторые исследователи (А. А. Петренко) относят ее по возрасту к нижнему турне, считая также, что и угленосная толща имеет, в основном, турнейский возраст. В настоящее время угленосная толща Полтаво-Брединского синклинии, как и всего Восточно-Уральского прогиба, датируется, в основной ее части, нижним визе, но в то же время считается, что ее верхняя возрастная («скользящая») граница поднимается до низов среднего визе (Уральское стратиграфическое совещание 1963 г.). Следует, однако, не упускать из виду, что во многих (если не в большей части) районах Восточно-Уральского прогиба (и вообще на восточном склоне Урала и в Зауралье) среднее визе залегает трансгрессивно, нередко с глубоким размывом на более древних толщах (до ордовикских включительно и может быть более древних). Именно это обстоятельство заставляет весь позднеурнейско-намюрский структурный ярус разделять на два структурных подъяруса: верхнетурнейско-нижневизейский и средневизейско-намюрский.

Отмеченные верхнетурнейско-нижневизейские отложения в бортах синклинии и в смежных антиклинориях залегают трансгрессивно на девонских, силурийских и ордовикских породах, местами с четко выраженным азимутальным и реже с угловым несогласием (Мамаев, 1947).

Надугленосные терригенные отложения и фациально замещающие их вулканогенные породы (основного и кислого состава) в Полтаво-Брединском синклинии имеют тоже скользящие возрастные границы и относятся по возрасту к верхам нижнего и частью к низам среднего визе.

На терригенных турнейско-визейских отложениях в описываемом синклинии залегает толща карбонатных осадков среднего, верхнего визе и намюра. В одних случаях эта толща лежит согласно на описанных выше терригенных отложениях нижнего карбона, в других — трансгрессивно (с пачкой конгломератов и песчаников в основании) на угленосной, подугленосной толщах, а местами (в бортах синклинии) на девонских и более древних толщах.

В 4—8 км к западу от пос. Бреды на небольшой площади развиты терригенные отложения московского яруса среднего карбона, залегающие стратиграфически несогласно на средневизейско-намюрской карбонатной толще.

Синклиальный характер Полтаво-Брединской структуры достаточно ясно определяется уже самим положением ее между ограничивающими ее крупными антиклинальными структурами, а также развитием в ней относительно более молодых (нижне- и среднекаменноугольных) отложений, нежели породы, развитые в смежных антиклинориях (девонские, силурийские и ордовикские). Синклиальный характер всей структуры устанавливается и непосредственно по элементам залегания каменноугольных отложений. В западном крыле при общем северо-восточном простирании его преобладает падение пород на юго-восток и восток под углами от 30 до 60°, в восточном крыле отмечается как западное, преимущественно крутое (60—85°), так и восточное, тоже крутое (от 65 до 85°) падение. Таким образом, по элементам залегания, главным образом,

в нижнекаменноугольных отложениях вырисовываются явные черты асимметрии Полтаво-Брединской синклиальной структуры с некоторым наклоном (запрокидыванием) осевой плоскости ее к западу.

Общая синклиальная форма описываемой структуры сильно осложнена, с одной стороны, большими стратиграфическими несогласиями в слагающих ее каменноугольных толщах и, с другой — складками разных порядков, в той или иной мере различных по характеру и форме, а также многими разрывными нарушениями. Само по себе трансгрессивное налегание турнейско-нижневизейских отложений на более древние породы (девона, силура и ордовика) нижних синклиальных структур и частое несовпадение структурного плана тех и других толщ определяет наложенный характер всего Полтаво-Брединского синклинория. Это положение усложняется тем, что верхневизейско-намюрская толща во многих местах, а по периферии синклинория почти всюду, в свою очередь, залегает трансгрессивно на более древних отложениях, до ордовикских включительно. Этим, в частности, объясняются крайне неровные, неправильные границы синклинория, нередко как бы заходящие далеко в глубь смежных антиклинориев. В большей части, в таких участках нижнекаменноугольные отложения образуют сравнительно короткие и широкие синклинали типа брахисинклиналей и гемисинклиналей или мульды и седловины. К ним относятся периферические складки: в западном крыле — Красноярская синклираль, Западно-Башкировская синклираль, сливающаяся к СЗ с Неплюевской седловиной, в восточном крыле — Карталинская и Камышлыаятская синклинали.

В приосевых частях синклинория складчатость несколько упрощается, но остается крайне неодинаковой. Основными формами здесь являются крупные обособленные удлинённые (в общем простирании синклинория) синклинали, сложенные средневизейско-намюрскими карбонатными и частью терригенными осадками, и разделяющие их, менее четко выраженные, антиклинали, сложенные турнейско-нижневизейскими (и частью средневизейскими) терригенными отложениями. К числу их относятся: Брединская и Наследницкая синклинали и разделяющие их Гогиновская и Брединская антиклинали.

Заключение

Из приведенного описания видно, что в рассмотренной части Восточно-Уральского прогиба преобладающим развитием пользуются нижнекаменноугольные отложения, в разной степени и нередко сильно дислоцированные. В то же время, во внутренних антиклиналях нередко вскрыты в разной степени метаморфизованные девонские и силурийские осадочные и вулканогенные породы, распространяющиеся к западу и к востоку от прогиба в зоны Восточно-Уральского и Зауральского поднятий. Непрерывность разрезов силурийских толщ на общих широтах и относительное постоянство в мощностях их как в области Восточно-Уральского прогиба, так и в смежных с ним зонах поднятий указывает на существование более или менее одинаковых геотектонических и палеогеографических условий накопления этих толщ во всех этих трех зонах в силурийское время. Характер и состав их свидетельствует о том, что все эти зоны относились к области эвгеосинклинали, по-видимому, еще относительно слабо дифференцированной в силурийское время. Некоторые различия в составе и в мощностях разновозрастных толщ указывают лишь на детали в различии палеотектонических условий в разных местах, как вкрест простирания, так и по простиранию этих трех современных структурных зон. Другими словами, в силурийское время

Восточно-Уральского прогиба и ограничивающих его поднятий не существовало.

Предэйфельские движения (на которые указывает выпадение из разрезов нижнего девона во многих районах, а также трансгрессивное налегание эйфеля на разные горизонты силура и на более древние толщи в поднятиях) охватили широкие области Восточно-Уральской палеозойской эвгеосинклинали. Местами этими движениями были слабо дислоцированы силурийские и нижнедевонские толщи, о чем можно судить по ряду антиклиналей, сложенных этими толщами и имеющими свои автономные формы и внутренние строения, в той или иной мере отличные от форм нарушения и внутреннего строения девонских и каменноугольных отложений. Крупных интрузий ультраосновной, основной и кислой магмы, связанных с этими движениями, в зоне современного Восточно-Уральского прогиба пока не выявлено.

Тектонические движения, аналогичные силуро-раннедевонским, в зоне прогиба повторялись в среднем и позднем девоне, а также, видимо, и в раннем турне. Отсутствие верхнедевонских и нижнетурнейских отложений на значительных пространствах Восточно-Уральского поднятия и западной части Восточно-Уральского прогиба, а также довольно интенсивный интрузивный магматизм в зоне Восточно-Уральского поднятия в позднем девоне и, возможно, в раннем турне, указывают на возможность возникновения Восточно-Уральского поднятия в позднедевонское время (или даже в конце среднедевонского) и существование его в раннем турне (Горский, 1943). Зауральское же поднятие в это время, по-видимому, еще не существовало. В зоне современного Восточно-Уральского прогиба и в более восточных зонах эвгеосинклинали в позднем девоне и в раннем турне происходили движения, обусловившие лишь слабую складчатость в среднедевонских отложениях, а также некоторое усложнение складчатости и разрывные нарушения в более древних толщах. Это положение вытекает из многих фактов несогласного налегания верхнетурнейских отложений на размытую поверхность среднего девона и различия в структурном плане среднедевонских (местами и верхнедевонских) отложений, с одной стороны, и верхнетурнейско-нижневизейских — с другой. Во многих местах Восточно-Уральского прогиба (в Махневско-Некрасовском антиклинории, в Каменском синклинории, в северной части Еманжелинско-Бородиновского синклинория) верхнетурнейские отложения залегают с размывом и с азимутальным несогласием на среднедевонских, силурийских и досилурийских толщах, нередко имея свой структурный план, совершенно отличный от структурного плана этих более древних толщ. В то же время, во многих частях прогиба не устанавливается значительных угловых и азимутальных несогласий в залегании среднедевонских (или средне- и верхнедевонских) и верхнетурнейско-нижневизейских толщ, а в ряде случаев наблюдается гармоничность всех элементов тектоники этих толщ.

В раннекаменноугольное время во всей зоне Восточно-Уральского прогиба и в более восточных зонах эвгеосинклинали преобладали нисходящие движения, которые вновь вовлекли в общее прогибание и область ранее возникшего Восточно-Уральского поднятия (или, по крайней мере, большую часть его). Эти движения в некоторых подзонах и районах прерывались и сменялись в конце раннего или в начале среднего визе дифференцированными (по скорости) восходящими движениями, сопровождавшимися относительно слабыми складчатыми и разрывными дислокациями верхнетурнейско-нижневизейских и более древних толщ. Средне-поздневизейско-намюрская трансгрессия охватила всю зону Восточно-Уральского прогиба, как, впрочем, и смежные с ней зоны Урала.

Но в намюрском веке область Восточно-Уральского прогиба и смежные зоны испытывали уже дифференцированные движения, явившиеся для Уральской палеозойской геосинклинали в целом началом еще более мощных позднепалеозойских движений. С движениями, происходившими в зоне Восточно-Уральского прогиба в визейское и намюрское время, связаны мощные интрузии ультраосновной магмы, приуроченные к глубинным разломам (Сусанский, Асбестовско-Ключевской, Муслюмовско-Красногорский, Успеновско-Павловский, Тарутинско-Наследнический поясы серпентинитов), а также интрузии габбро и их кислых дифференциатов. Однако датировать точнее большую часть этих интрузий пока не представляется возможным. Тем более это трудно сделать, что предсредневизейские движения в ряде мест в описываемой зоне и смежных с ней зонах были значительными, чем и обусловлено резко трансгрессивное налегание средневизейских отложений не только на дислоцированные нижневизейские и турнейские, но и на еще более сложно дислоцированные девонские, силурийские и более древние толщи.

В среднекаменноугольное время на фоне общей инверсии Уральской палеозойской эвгеосинклинали в зоне Восточно-Уральского прогиба и в смежных с ней восточных зонах происходили дифференцированные по знаку и скорости движения, расчленяющие эти зоны на более узко локализованные поднятия и прогибы. В прогибах отлагались терригенные (часто грубообломочные) и в меньшей степени терригенно-карбонатные и карбонатные осадки среднего карбона — в одних случаях как башкирского, так и московского, в других — только башкирского, в третьих — только московского яруса. Чаще эти отложения залегают трансгрессивно на разных горизонтах нижнего карбона. В подзонах и районах поднятий возникали новые, и затем постепенно усложнялись, вновь и ранее возникшие складки, а также разрывные дислокации. В то же время в среднем карбоне начался разрыв пород, слагающих эти поднятия, и продукты этого разрушения в виде терригенных осадков (часто грубообломочных) отлагались в межгорных прогибах.

Восходящие движения среднего карбона и связанные с ними складчатые и разрывные дислокации, а также начавшиеся интрузии больших масс гранитной магмы резко преобладали в зоне Восточно-Уральского поднятия. Зона Восточно-Уральского прогиба по своему геотектоническому режиму и по общей форме не отличалась и не отделялась от всей Зауральской части палеозойской геосинклинали. Эта область еще оставалась областью чередования частных поднятий и остаточных вторичных (межгорных) прогибов. Только в позднем карбоне возникло и в конце этой эпохи, а также в пермское время, окончательно сформировалось огромное Зауральское поднятие, как совокупность крупных антиклинорий. Одновременно с Зауральским поднятием окончательно оформился Восточно-Уральский прогиб как крупная синклиновая структурная зона Урала. Вместе с ограничивающими ее антиклинорными поднятиями Восточно-Уральский прогиб тоже был поднят в ходе общей инверсии Уральской палеозойской геосинклинали в позднем палеозое и в дальнейшем, как и весь Урал, переживал стадии платформенного развития.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАУРАЛЬЯ

Область Зауралья представляет собою западную часть Западно-Сибирской низменности, прилегающую с востока к Уралу. Каких-либо определенных географических границ этой области не существует: горный, гористый, холмистый и увалистый рельеф Урала на его восточном

склоне постепенно сменяется почти равнинным ландшафтом и далее на восток равнинной поверхностью Западной Сибири. На Полярном, Приполярном и Северном Урале эта смена рельефа происходит быстро к востоку от осевой водораздельной зоны, на Среднем и Южном Урале — постепенно на довольно широкой территории, по мере понижения восточного склона.

В геологическом отношении область Зауралья характеризуется прежде всего развитием сплошного покрова мезозойских и кайнозойских отложений, залегающих на глубоко размытом фундаменте палеозойских пород. До сравнительно недавнего времени о составе и строении этого фундамента почти ничего не было известно. Существовавшие на этот счет крайне общие представления базировались, в основном, на весьма ограниченных данных по Южному Зауралью, где по долинам рек частично вскрываются породы и структуры, аналогичные породам и структурам восточного склона Урала.

В последние 18—15 лет были начаты и непрерывно проводились на больших территориях Зауралья многосторонние, чаще комплексные геологические исследования: геологические съемки (в основном под руководством Н. Б. Малютина в Среднем Зауралье, А. П. Сигова в Южном Зауралье), комплексные геофизические исследования, поисковые, поисково-разведочные и разведочные работы на ископаемые угли, железные руды и другие полезные ископаемые в Южном Зауралье (в Тургайском прогибе), в Среднем Зауралье, а в самое последнее время — на нефть и газы в Северном Зауралье. Полученный в результате проведения всех этих работ огромный фактический материал позволил не только полнее понять и детальнее представить геологическое строение и историю формирования мезозойско-кайнозойского покрова, но, что очень важно, — выяснить основные черты геологического строения палеозойского фундамента Зауралья (данные Н. Б. Малютина; Е. А. Мазина и др.). При этом коллективами геологов Уральского, Тюменского, Северо-Казахстанского, Оренбургского геологических управлений и Актюбинской геологоразведочной экспедиции к настоящему времени впервые составлены сводные геологическая и тектоническая карты палеозойского фундамента Зауралья.

Все имеющиеся данные позволяют сейчас уверенно говорить, что фундамент Зауралья представляет собою глубоко размытые и погребенные под мезо-кайнозойским чехлом палеозойские структуры Уральской складчатой системы, аналогичные структурам восточного склона Урала в открытой их части. Породы, слагающие фундамент Зауралья, также аналогичны палеозойским породам восточного склона Урала. Это в разной степени метаморфизованные осадочные отложения в терригенных, карбонатных и кремнистых фациях, вулканогенные образования, а также интрузивные кислые, основные и ультраосновные породы. Основными формами строения фундамента, как и в открытой части Урала, являются крупные складчатые сооружения уральского — субмеридионального и северо-северо-восточного простирания, которые распадаются на складчатые формы разных порядков и размеров и осложняются многочисленными разрывными нарушениями различных типов.

Комплекс пород, слагающих фундамент Зауралья, общий характер и все частные проявления магматизма, характер строения фундамента, однотипность и общность структур его с открытыми восточно-уральскими структурами — все это в достаточной мере убеждает в том, что область Зауралья представляла собою большую восточную часть Уральской палеозойской эвгеосинклинали. Погребенные в Зауралье структуры формировались в ходе развития этой геосинклинали в раннем и среднем палеозое и ее окончательного превращения в складчатую горную страну

в позднем палеозое. Можно только отметить, что интрузивный палеозойский магматизм был более интенсивным в западной части Зауралья, почти равнозначным магматизму открытых восточно-уральских структур (структурных зон) и несколько слабее — в восточной части области Зауралья.

Погребенные уральские структуры распространяются от открытых структур восточного склона Урала далеко на восток, примерно до меридиана г. Тюмени и г. Кургана и несколько восточнее, где они утрачивают уральский характер, сопрягаясь со структурами (субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений) Западной Сибири. В настоящее время область Зауралья понимается большинством исследователей, как область распространения восточно-уральских структур, погребенных под сплошным мезокайнозойско-кайнозойским покровом. Ширина этой погребенной части Урала на Среднем и Южном Урале колеблется в пределах от 260 до 300 км, в то время как ширина всех открытых структур Южного и Среднего Урала (западно-центрально- и восточно-уральских) вместе взятых не превышает 250 км (меняясь на разных широтах от 200 до 250 км). В северных и приполярных районах развития, где Восточно-Уральский прогиб и Восточно-Уральское поднятие, а также большая северная часть Тагильского мегасинклинория погребены под мезозойско-кайнозойским покровом, преобладание территории развития погребенных уральских структур в Зауралье над территорией открытого Урала становится еще большим. В целом можно теперь сказать, что большая часть Уральской складчатой системы находится в погребенном состоянии и располагается под мезозойско-кайнозойским покровом в области современного Зауралья.

Разумеется, как бы ни были значительны отмеченные выше геологические исследования в области Зауралья, степень геологической изученности палеозойского фундамента и развитых в нем структур остается неизмеримо ниже степени изученности открытого Урала. Соответственно, приводимые ниже сведения дают представления лишь об основных чертах тектоники фундамента Зауралья.

Не считая описанных выше северных частей восточно-уральских структурных зон (Тагильского мегасинклинория, Восточно-Уральского прогиба), а также восточной части Восточно-Уральского прогиба, покрытых мезо-кайнозойскими отложениями, в области Зауралья выделяются следующие крупнейшие структуры, в то же время представляющие собою целые структурные зоны: Зауральское поднятие, Тюменско-Кустанайский прогиб и Тобольско-Кушмурунское поднятие.

ЗАУРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Это огромное тектоническое сооружение в палеозойском фундаменте Зауралья располагается непосредственно к востоку от Восточно-Уральского прогиба и протягивается параллельно этому прогибу с северо-востока, от верхних течений рек Сеуль, Юконда, на юго-запад, через оз. Сырковое до р. Конда, а далее на юг, через пос. Таборы на р. Тавде, г. Туринск, р. Ирбит, пос. Красногвардейский на р. Ирбите, г. Камышлов, г. Катайск, г. Далматово, г. Шадринск на р. Исети, с. Миасское, пос. Чумляк на р. Миасс; г. Троицк и с. Каракульское по р. Уй, поселки Варна, Николаевский, Мариинский, г. Джетыгара, пос. Денисовка на р. Тобол. Общая длина этого поднятия около 1500 км, ширина его сильно меняется: в северной части (до р. Евра) меняется от 40 до 55 км, южнее (в бассейне р. Ница) от 100 до 175 км, еще южнее до р. Тобол уменьшается до 100—80 км и к южному погружению — до 40 км.

Ограниченное с запада Восточно-Уральским и с востока — Тюменско-Кустанайским прогибами Зауральское поднятие представляет собою зону преимущественного развития крупных положительных структур — мегантиклинорий, разделенных по простиранию седловинными погружениями и вкрест простирания крупными синклинальными структурами. В северной части поднятие представляет собою единый Шаимский мегантиклинорий, который, погружаясь к югу, сменяется Добринской седловинной структурой. К югу от нее поднятие раздваивается на западный — Камышловский и восточный — Ницинско-Шадринский мегантиклинории, разделенные Талицким мегасинклинорием. Южное погружение Ницинско-Шадринского мегантиклинория сменяется к югу Галкинской седловинной структурой, к югу от которой все поднятие при общем вздымании его на юг вновь расчленяется на Троицко-Кентусайский мегантиклинорий на западе, Александровский мегасинклинорий в центре и Октябрьско-Денисовский мегантиклинорий на востоке.

Перечисленные наиболее крупные складчатые структуры в пределах Зауральского поднятия расчленяются на антиклинории и синклинории, которые в свою очередь осложняются складками разных порядков и многочисленными разрывными нарушениями. В крупных антиклинальных структурах вскрываются нижнепалеозойские метаморфические породы (гнейсы, различные кристаллические и метаморфические сланцы), в разной степени метаморфизованные осадочные (в разных фациях) и вулканогенные (разного состава) породы силура и девона. Синклинальные формы почти всюду выполнены нижнекаменноугольными терригенными и карбонатными осадками, а также вулканогенными образованиями разного состава; в наиболее глубоких частях синклиналей местами развиты среднекаменноугольные терригенные и местами терригенно-карбонатные осадки. Как и в восточно-уральских структурах, в Зауральском поднятии по наиболее выдержанному стратиграфическим (и местами угловым) несогласиям выделяются ордовикско-нижнедевонский, среднедевонско-нижнетурнейский, верхнетурнейско-намюрский и верхнепалеозойский структурные ярусы. Кембрийский структурный ярус на современных тектонических картах выделяется лишь условно. К нему относятся нижняя часть нижнепалеозойских метаморфических толщ, которые на названных картах только крайне условно делятся на кембрийские и ордовикские. Верхнепалеозойский структурный ярус представлен в рассматриваемом поднятии только среднекарбовоными осадками (средне-верхнекаменноугольный структурный подъярус), а также гранитоидами варисской гранитовой формации.

Интрузивные образования представлены: серпентинизированными ультрабазитами (в основном, дунито-гарцбургитового ряда) раннекаменноугольного возраста, развитыми в форме отдельных (удлиненных в общем субмеридиональном простирании пород) массивов и мелких силлов преимущественно в западных частях поднятия; небольшими неправильными по форме и дайкообразными телами габбро, диоритов, кварцевых диоритов раннекаменноугольного и возможно частью средне-позднедевонского возраста; крупными и мелкими массивами позднепалеозойских гранитоидов, приуроченными, главным образом, к антиклинальным структурам.

На современных геологических и тектонических картах строение палеозойского фундамента в западных частях Зауральского поднятия на Среднем и Южном Зауралье показано более сложным, чем в восточных подзонах, а также в северной части поднятия. Это объясняется тем, что в западной части поднятия фундамент изучен более детально, что обусловлено меньшей мощностью покрывающих его мезозойских и кайнозойских осадков, а местами и выходом пород фундамента на поверх-

ность (по долинам некоторых рек, в основном, в Южном Зауралье). Но и с учетом различия в степени изученности по ряду детальных разрезов (по буровым скважинам) можно сказать, что палеозойский фундамент Зауральского поднятия в его западных частях характеризуется сложным складчатым строением с развитием крупных и мелких складок линейного типа с крутопадающими (углы от 50 до 80°) на запад и на восток крыльями, местами запрокинутыми то на запад, то на восток. Складчатые структуры осложняются многими разрывными нарушениями, сбросами, сдвиго-сбросами и крутыми надвигами большей частью субмеридионального, но иногда субширотного, северо-западного и северо-восточного простираний. С продвижением на восток складки постепенно упрощаются, становятся открытыми нормальными, относительно более широкими и приближаются к брахиформам; падение крыльев этих складок сравнительно пологое — до 50 — 60° и реже более крутое. Такие же складчатые формы развиты в северной (Шаимской) части поднятия. В южной части поднятия (в Южном Зауралье) и в восточных зонах устанавливается несколько более сложное строение, характеризующееся развитием как брахиформ, так и линейных складок, пожалуй, с преобладанием последних, а также крупными разрывными нарушениями, протягивающимися на десятки и до 200 , а в отдельных случаях до 300 км.

Наиболее значительными дизъюнктивными нарушениями в пределах Зауральского поднятия являются: Тарутинско-Наследницкий, переходящий в своей большей южной части в Копейско-Брединский мегасинклиорий; Джетыгаринский и Максимовский глубинные разломы, фиксированные серпентинизированными перидотитами; Анохинский, Далматовский, Бабихинский и Катайский (субширотные) разломы, фиксированные поднятиями мезозойских базальтов, и Коломенский разлом глубокого заложения, фиксированный цепью интрузий габбро; Акчакульский взброс, Катайские и Анчуговские разрывные нарушения, Ирбитский взброс, Далматовское, Чудиновско-Мехонское, Троицко-Джетыгаринское, Аршалинское, Юламановско-Тобольское, Денисовское разрывные нарушения.

Отчетливо выражена зависимость формы залегания интрузивных пород от характера строения осадочных, вулканогенных и связанных с ними метаморфических толщ палеозойского фундамента Зауральского поднятия. Серпентинизированные ультрабазиты образуют, в основном цепи относительно небольших и крутопадающих на запад и на восток массивов, по-видимому, приуроченных к глубинным разломам.

В условиях и формах залегания габброидных пород усматривается много сходного с условиями и формами залегания серпентинизированных ультрабазитов (например, в Коломенском поясе габбро). В то же время формы залегания многих массивов и мелких тел габбро, диоритов и плагиогранитов, имеющих в плане изометрические и неправильные очертания, остаются невыясненными.

Гранитоиды варисской гранитной формации слагают ряд крупных и многочисленных мелкие массивы различной формы, приуроченные, в основном, к антиклинальным структурам. На севере они образуют единый Шаимский пояс (в пределах Шаимского мегантиклиория), в Среднем Зауралье — два пояса: Камышловский и Ницинско-Шадринский, которые, продолжаясь к югу, сближаются и размещаются в одном Троицко-Кенгусайском мегантиклиории.

Как и в Восточно-Уральском поднятии, в описываемой зоне гранитовые массивы во вскрытых их частях, в основном, являются конкордантными по отношению к вмещающим породам, формы их согласны с поверхностями наслоения осадочных, вулканогенных и метаморфиче-

ских толщ, но местами только с поверхностями расщепления пород этих толщ. Соответственно, в западных частях поднятия на Среднем и Южном Зауралье (в Камышловском и Троицко-Кенгусайском мегантиклинориях) крупные гранитовые массивы и мелкие тела гранитоидов удлинены в общем субмеридиональном простирании пород и линейных складчатых структур, контакты их чаще падают относительно круто на запад и на восток. Там, где удается наблюдать эти массивы в естественных и искусственных обнажениях (в Красногвардейском, Санарском и некоторых других массивах), оказывается, что по элементам внутренней тектоники они в большей части являются гармоничными по отношению к вмещающим толщам и почти всегда конформны по отношению к контактам: план-параллельные текстуры в гранитоидах чаще параллельны слоистости вмещающих толщ. Закономерно ориентированные трещины — пологопадающие неровные изогнутые, крутопадающие — субмеридионального простирания тоже неровные, крутопадающие субширотные, а также диагональные трещины скалывания северо-западного и северо-восточного простирания с различными направлениями и углами падения, в основном, отвечают (параллельны) таким же трещинам, развитым во вмещающих породах. Однако при общей конкордантности в залегании гранитовых массивов в ряде мест (в основном, в Южном Зауралье) наблюдаются резко несогласные прорывы гранитоидами вмещающих толщ, при этом и элементы первичной внутренней тектоники гранитоидов проявляют дисгармоничность по отношению к слоистости (а местами и к сланцеватости) вмещающих толщ.

В противоположность западным подзонам, в восточных подзонах Зауральского поднятия на Среднем и Северном Зауралье (в Ницинско-Шадринском и Шаимском мегантиклинориях) граниты оконтуриваются (по редким буровым скважинам и по данным геофизики) в виде широких массивов, приуроченных к брахиантиклинальным структурам. По общему поведению границ массивов, в сопоставлении с границами различных толщ вмещающих пород, можно с большой долей вероятности предполагать, что и в этой части Зауральского поднятия гранитовые массивы залегают, в основном, согласно с вмещающими породами. Детали взаимоотношений гранитов с вмещающими толщами, как и внутреннее строение гранитовых массивов, не выяснены.

Во впадинах разных форм и размеров на размытой поверхности сложно дислоцированных пород палеозойского фундамента в области Зауральского фундамента залегают слабо дислоцированные нижне- и среднетриасовые покровные образования, преимущественно базальты и подчиненные им липариты, а также ассоциирующие с ними терригенные осадки (туринской серии). Выполненные этими образованиями впадины являются в одних случаях эрозионными, в других — тектоническими, нередко грабенообразными, но в большей части эрозионно-тектоническими. Элементы тектонического происхождения видны в ряде депрессий непосредственно по наличию разрывных нарушений (типа сбросов и взбросов), в той или иной мере ограничивающих эти депрессии. Эти нарушения, возникшие, по-видимому, еще в конце палеозоя и обновленные в триасе, явились в ранне- и среднетриасовое время путями излияния базальтовых и липаритовых лав. В других случаях такие же зоны нарушения с приуроченными к ним базальтами устанавливаются по магнитометрическим данным, фиксируясь в виде линейных магнитных аномалий. Некоторые из таких же аномалий располагаются внутри депрессий, выполненных базальтами, что, по-видимому, указывает на наличие большего числа разломов и трещин, чем это показывается на современных геологических и тектонических картах. Существованием всех этих разломов и трещин обусловлены в одних случаях широкие, в других —

узкие, вытянутые в субмеридиональном и иных направлениях зоны проницаемости для базальтовых и липаритовых лав.

В северной части Зауральского поднятия развиты сравнительно редкие и узкие депрессии с выполняющими их базальтами, вытянутые, главным образом, в субширотном направлении, тогда как западнее в зоне Восточно-Уральского прогиба и восточнее в зоне Тюменско-Кустанайского прогиба триасовые базальты развиты на очень широких площадях. На Среднем Зауралье, в зоне Зауральского прогиба, депрессии, выполненные базальтами и липаритами нижнего и среднего триаса, развиты на широких площадях. Они имеют неправильные формы, местами прямолинейные (по разломам) очертания и распределены неравномерно, большая часть их располагается в западных подзонах поднятия. В северной части Южного Зауралья в пределах поднятия базальты развиты в широких депрессиях как в западных, так и в восточных подзонах. В большей южной части Южного Зауралья в описываемой зоне базальты нижнего и среднего триаса не имеют широкого распространения и развиты только в единичных небольших по площади депрессиях и узких грабенах. Мощности покровов базальтов (по сравнительно небольшому числу буровых скважин) в разных впадинах, нередко и в пределах одних и тех же впадин, меняются от нескольких метров до первых сотен метров, но в большей части депрессий они не выяснены.

В некоторых депрессиях на ниже- и среднетриасовых эффузивах и терригенных отложениях (туринской серии) залегают верхнетриасовые и нижнеюрские угленосные осадки, аналогичные угленосным рэт-лейасовым отложениям описанного выше Копейского грабена. Мощности этих отложений в пределах Зауральского поднятия выяснены лишь в единичных случаях, меняются они также от 15—20 до 120—130 м. При общем спокойном (близком к горизонтальному) их залегании местами эти отложения, как и в Копейском грабене, довольно сильно дислоцированы и пересечены многими дизъюнктивными нарушениями.

Как на триас-нижнеюрских, так и непосредственно на размытых палеозойских породах, в зоне Зауральского поднятия залегают покров меловых, палеогеновых и неогеновых морских и континентальных осадков мощностью от 50—100 на западе и юго-западе до 2000 м на востоке и северо-востоке поднятия. Залегают эти покровные отложения почти горизонтально или со слабым наклоном (падением) пластов преимущественно на восток и значительно реже на запад и в другие стороны. Они образуют свои определенные структурные формы, которые будут в основных чертах охарактеризованы ниже (см. раздел «Тектоника мезозойских и кайнозойских отложений Зауралья»).

Остановимся кратко на отдельных крупных структурах, развитых внутри Зауральского поднятия.

Шаимский мегантиклинорий

Мегантиклинорий составляет северную (точнее северо-восточную) часть Зауральского поднятия и протягивается с северо-востока от Ендырской протоки р. Оби и верхнего течения р. Сеуль на юго-запад до р. Конда и р. Евра, а затем на юг через пос. Пантелеево, пос. Лушиково, пос. Унже-Павинск до р. Емельящевка. Общая длина его 360 км, ширина меняется от 40 до 100 км.

Сложен Шаимский мегантиклинорий парасланцами и частью гнейсами низов силура, осадочно-вулканогенной толщей верхнего силура и нижнего девона и основными эффузивами среднего и верхнего девона и низов турнейского яруса нижнего карбона. По аналогии с такими же толщами западных подзон Зауральского поднятия на Среднем и Юж-

ном Зауралье, а также в Восточно-Уральском поднятии, эти толщи в Шаимском мегантиклинории могут быть, пока лишь условно, объединены в два структурных яруса — ордовикско-нижнедевонский и среднедевонско-раннетурнейский.

Шаимский мегантиклинорий представляет собою крупную положительную структуру, расположенную между Восточно-Уральским и Тюменско-Кустанайским прогибами и погружающуюся на северо-восток, где она теряется среди структур палеозоя Западно-Сибирской плиты, и на юг в сторону Добринской седловинной структуры. Шарнир мегантиклинория по простиранию испытывает плавную ундуляцию, вследствие чего мегантиклинорий расчленяется седловинными погружениями на три крупные антиклинория (с севера на юг): Шумпаулинский, Шаимский и Кузнецовский.

Антиклинории обрисовываются в виде крупных брахиформ, в свою очередь часто расчленяющиеся синклинальными складками разной формы на отдельные брахиантиклинали. По данным буровых работ обрисовываются относительно плавные оваловидные очертания брахиантиклиналей и тоже плавные формы разделяющих их синклиналей. По замерам в керне углы падения пород (слоистости) по преимуществу составляют от 30 до 50—60° и лишь редко достигают 70—80°. Судя по общим формам складчатых структур, скорее отвечающим прямым открытым структурам, а также по преобладающим углам падения (от 30 до 50°), падение пород направлено по преимуществу от центров брахиантиклиналей к их периферии. Смятость в микроскладки и рассланцованность пород наблюдается неравномерно в разных частях антиклинориев, но в общем и то и другое, как и метаморфизм пород, проявлены слабее, чем в аналогичных структурах и породах Восточно-Уральского поднятия.

К ядрам брахиантиклиналей почти всюду приурочены массивы позднепалеозойских гранитов. Границы этих массивов в плане в большей части субпараллельны границам различных толщ вмещающих пород. Это указывает скорее на общую конкордантность по отношению к вмещающим их толщам. В то же время некоторые границы отдельных массивов гранитоидов резко пересекают границы вмещающих толщ. Наряду с большей частью массивов, залегающих в нижнесилурийских сланцах, некоторые из массивов залегают в средне-верхнедевонских эффузивах, по-видимому, несогласно прорывая нижележащие, в том числе верхнесилурийско-нижнедевонскую и нижнесилурийскую, толщи.

В Усть-Тетерской и Евринской седловинах и в синклиналях внутри антиклинориев развиты средне-верхнедевонские и нижнетурнейские эффузивы, чем подчеркивается расчлененность всего мегантиклинория и отдельных антиклинориев на элементарные, относительно простые складчатые структуры.

Добринская седловинная структура

Эта структура, отделяющая Шаимский мегантиклинорий (на севере) от Камышловского и Ницинско-Шадринского антиклинориев (на юге), протягивается в северо-западной части с СЗ на ЮВ, а в средней и восточной — в субширотном направлении, соединяя в этом направлении Восточно-Уральский и Тюменско-Кустанайский прогибы. Контуры Добринской структуры неровные фестончатые, что обуславливается сложным строением и неравномерным встречным погружением разных частей Шаимского мегантиклинория, с одной стороны, Камышловского и Ницинско-Шадринского мегантиклинориев — с другой.

В Добринской структуре развиты по преимуществу туфогенные породы, а также эффузивы разного состава, терригенные и реже карбо-

натные отложения нижнего карбона — турнейского яруса и нижневизейского подъяруса. Об элементах залегания этих пород прямых данных почти нет, за исключением единичных замеров углов падения (от 10 до 50°) в керне некоторых скважин. По магнитным и гравиметровым данным (по которым, в основном, выделяется и ограничивается сама седловинная структура) можно предполагать, что отмеченные выше породы имеют по преимуществу субширотное и северо-западное простирание и относительно пологое (что увязывается с замерами по керну) падение на юг (и на ЮЗ) на северном крыле и на север (а также на СВ) в южном крыле. В восточной части седловинной структуры намечаются две небольшие антиклинали, удлиненные в северо-западном направлении: в районе пос. Таборы — антиклиналь, сложенная верхне-среднедевонскими и нижнетурнейскими эффузивами, и в районе пос. Алька — антиклиналь, в ядре которой вскрываются (поверхность фундамента) верхнесилурийско-нижнедевонские парасланцы и в крыльях — средне-верхнедевонские и нижнетурнейские эффузивы.

Камышловский мегантиклинорий

Эта структура является крайней западной структурой Зауральского поднятия в области Среднего Зауралья. С запада он ограничивается Восточно-Уральским прогибом и с востока Талицким мегасинклинорием, а в северной части — Добринской седловинной структурой. От северного его погружения, в 30 км севернее пос. Болотовского по р. Туре, мегантиклинорий протягивается на юг и ЮЮВ через пос. Красногвардейский, г. Камышлов, пос. Пышма, г. Катайск, затем на ЮЮЗ через пос. Далматово, пос. Бродокалмак и, постепенно погружаясь в том же направлении, полностью исчезает на широте г. Еманжелинска, где он частично срезается Буланашско-Копейским разломом.

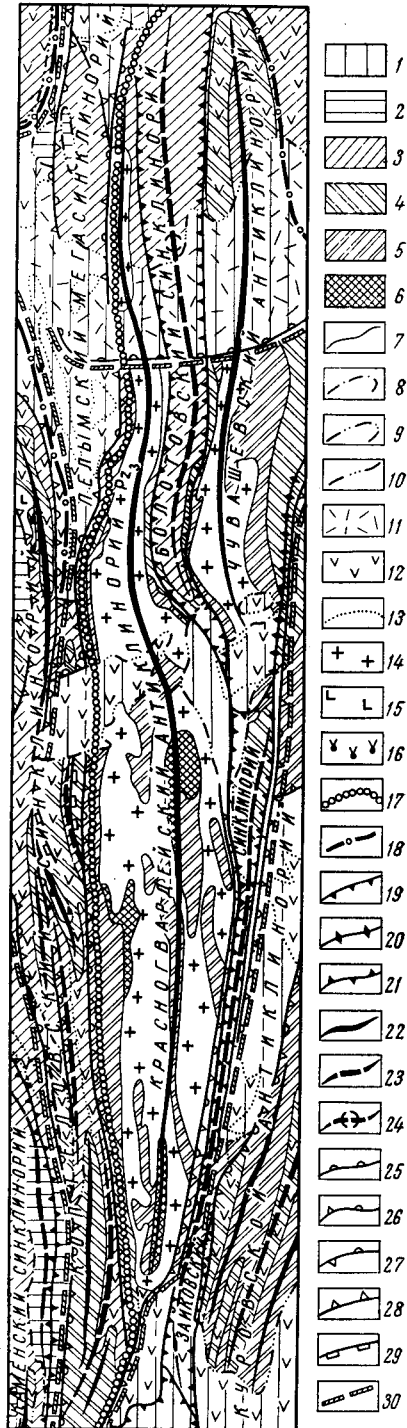
Сложность его строения обусловлена прежде всего развитием в нем многих довольно крупных антиклинальных и синклинальных структур, которые в свою очередь осложняются многочисленными складками разных порядков и размеров.

Крупные (Красногвардейский — рис. 30, Улугушский, Чувашовский, Куровской и Канашевский антиклинории) антиклинальные структуры сложены по преимуществу метаморфическими породами нижнего палеозоя, а также силурийскими, в меньшей степени средне-верхнедевонскими вулканогенными и осадочными породами. К этим структурам приурочены крупные и сравнительно небольшие массивы и отдельные мелкие тела позднепалеозойских гранитоидов. Синклинальные структуры (Болотовский, Зайковский, Бродокалмацкий синклинории, Корюковская и Шутихинская седловины) выполнены нижнекаменноугольными и частью средне- и верхнедевонскими отложениями. Кроме гранитов, из интрузивных пород в средней и южной частях мегантиклинория установлены небольшие изометричные в плане (до 7×7 км) дискордантные массивы и мелкие дайкоподобные тела габброидных пород раннекаменноугольного возраста, а также мелкие, чаще согласные тела серпентинитов того же возраста.

Почти все крупные складчатые структуры, а также складки разных порядков (до плейчотности) имеют ясно выраженный линейный характер. Особенно резко удлинены в общем субмеридиональном простирании пород узкие складки в западной части мегантиклинория, в пределах Красногвардейского антиклинория, в западной части Куровского антиклинория, а также в крайних южных частях Улугушского и Канашевского антиклинориев. Крылья прямых и слабо асимметричных складок падают круто на запад и на восток под углами от 55 до 75°, крылья на-

Рис. 30. Схема тектоники Красногвардейского антиклинория

1 — триас-нижнеюрский структурный ярус; 2 — средне-верхнекарбонный структурный подъярус верхнепалеозойского структурного яруса; 3 — верхнетурне-ско-намюрский структурный ярус; 4 — среднедевонско-нижнетурнейский структурный ярус; 5 — ордовикско-нижнедевонский структурный ярус; 6 — кембрийский структурный ярус; 7 — нормальные границы структурных ярусов и границы интрузий; 8—10 — границы структурных ярусов с глубиной разрыва или величиной перерыва (8 — до 100 м, 9 — от 100 до 1000 м, 10 — выше 1000 м); 11 — вулканогенные породы кислого состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования; 12 — вулканогенные породы основного состава и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования и зеленые сланцы; 13 — границы вулканогенных образований; 14 — граниты и гранитонды позднего палеозоя; 15 — основные интрузии среднего девона — раннего карбона; 16 — ультраосновные интрузии среднего девона — раннего карбона; 17—21 — границы структур (17 — I порядка, 18 — II порядка, 19 — III порядка антиклинальных и синклиналиных, 20 — то же, между двумя смежными положительными структурами, 21 — то же, между двумя смежными отрицательными структурами); 22 — осевые линии антиклинальных структур; 23 — то же, синклиналиных; 24 — ундуляции осей складок в участках воздымания; 25 — позднепалеозойские и триасово-нижнеюрские наклонные разрывные нарушения; 26 — то же, вертикальные; 27 — то же, невыясненного падения; 28 — позднепалеозойские разрывные нарушения невыясненного падения; 29 — познетурнейско-намюрские наклонные разрывные нарушения; 30 — глубинные разломы, фиксируемые основной магмой



клоненных к западу — падают на восток под углами от 50 до 85°; причем западные крылья наклоненных антиклиналей падают заметно более круто, чем восточные. Степень линейности складок несколько уменьшается с запада на восток, что отвечает большей ширине складок и меньшим углам падения их крыльев в восточной части мегантиклинория, чем в западной. Зеркало складчатости мегантиклинория в западной части погружается сравнительно круто (45—60°) на запад, в восточной более полого (от 10 до 30°) на восток.

Разрывная тектоника Камышловского мегантиклинория, хотя и далеко не полностью выясненная, очень сложна. Как уже отмечалось выше, с запада мегантиклинорий почти всюду ограничивается крупными разрывными нарушениями, из которых наиболее значительными являются: Мироновское, Красногвардейский сброс, южная часть Анохинского разлома, Буланашско-Копейский разлом. Анохинский разлом пересекает Камышловский мегантиклинорий в направлении с ССВ на ЮЮЗ от восточной границы мегантиклинория (от р. Туры и пос. Благовещенского) до западной границы (до р. Синары и несколько южнее); он имеет общее крутое восточное падение. От северного конца Анохинского разлома отходит Бабахинский разлом, пересекающий мегантиклинорий в субширотном направлении и падающий круто на север; он ограничивает с юга Яланско-Чернышевскую и Дубровинскую мезозойские депрессии, выполненные триасовыми базальтами и липаритами. Аналогичный Бабахинскому, Катайский субширотный разлом намечается (по геофизическим данным) на широте г. Катайска. Анохинский, Бабахинский и Катайский разломы, как и Буланашско-Копейский, представляются разломами глубокого заложения. Возникли они, по-видимому, в конце позднего палеозоя, но наиболее значительные движения, а также излияние базальтовых и липаритовых лав по ним происходили в раннем и среднем триасе.

Из других разрывных нарушений внутри Камышловского мегантиклинория наиболее значительными являются: Ирбитский сброс, протягивающийся от широты г. Ирбита (западнее его в 3 км) на ЮЮЗ до г. Камышлова с падением на ЮЮВ; в северо-западной части Улугушского антиклинория — субширотное Далматовское нарушение и Акчакульские, Катайские и Анчуговские нарушения. Все они возникли в позднем палеозое, но подвижки по ним происходили и в раннем мезозое.

Из интрузивных образований в пределах Камышловского мегантиклинория широко развиты гранитоиды варисской (позднепалеозойской) гранитовой формации. Почти все они приурочены к антиклинальным структурам, в которых в большей части образуют субконкордантные интрузивные комплексы и отдельные массивы, вытянутые, так же как и вмещающие их структуры, в меридиональном и близких к нему направлениях. Наибольшим из этих комплексов является Красногвардейский, приуроченный к одноименному антиклинорию и расчленяющийся на несколько крупных и мелких массивов вмещающими их нижнепалеозойскими метаморфическими породами. Несколько меньшим по размерам и менее сложным по форме представляется Чувашовский интрузивный (гранитовый) комплекс, приуроченный к антиклинорию того же названия. Меньшие по размерам отдельные массивы гранитоидов выявлены в северных частях Улугушского антиклинория и Бродокалмакского синклинория. Следует заметить, однако, что в крайней северной части Улугушского антиклинория гранитоиды, как и все палеозойские породы, погребены под мощным покровом триасовых базальтов и липаритов, выполняющих здесь большую Ильинско-Борисовскую депрессию.

Внутреннее строение отмеченных интрузивных гранитных комплексов и массивов Камышловского мегантиклинория не выяснено. Судя по

отдельным обнажениям (по р. Ирбиту и др.) и по керну ряда скважин, можно с большой долей вероятности сказать, что гранитоиды описываемого антиклинория обладают теми же элементами первичной и трещинной тектоники и в общем имеют такое же строение, как и гранитоиды Верх-Исетского, Мурзинско-Адуйского и Коневского интрузивных комплексов Восточно-Уральского поднятия.

Выявленные по отдельным скважинам и по геофизическим данным небольшие массивы габбро и серпентинитов в северной и южной частях Улугушского антиклинория, по-видимому, имеют факолитообразные, штокообразные и линзовидные силловые формы, но прямых данных о форме и строении этих массивов (и мелких интрузивных тел) нет.

Талицкий мегасинклиорий

Описываемый мегасинклиорий протягивается с севера от Добринской седловинной структуры — от д. Ленской и г. Туринска на р. Туре на юг и ЮЮВ через г. Ирбит и пос. Елань на р. Нице, пос. Талица на р. Пышме и затем на ЮЗ через пос. Бутка, пос. Уксянское до оз. Сарыкуль и пос. Тугузак, где он причленяется к Еманжелинско-Бородиновскому синклинию Восточно-Уральского прогиба и сливается с ним. Сложен мегасинклиорий осадочными (в терригенных и частью карбонатных фациях), туфогенными и подчиненными им вулканогенными (в южной части) породами раннекаменноугольного возраста. Возможно, что некоторым развитием в этой подзоне пользуются и верхнепалеозойские, в частности, среднекаменноугольные отложения, но определенных данных по этому вопросу пока не получено.

В южной части мегасинклиория отдельными скважинами встречены интрузивные породы — серпентинизированные ультрабазиты, габбро, а также породы кислого состава (плагιοграниты и кварцевые диориты), залегающие в нижнекаменноугольных отложениях и, по-видимому, по возрасту относящиеся к концу раннего карбона. Геофизические (гравиметровые и магнитные) данные позволяют сказать, что все эти интрузивные породы образуют здесь небольшие массивы и мелкие интрузивные тела разной формы.

Строение Талицкого мегасинклиория выяснено слабо. Нижнекаменноугольные толщи, залегающие в центральной части описываемой подзоны, к западу и к востоку сменяются более древними, в основном, верхне-среднедевонскими толщами, а эти последние, в свою очередь, силурийскими. По немногим данным замеров в керне скважин (в южной части) можно также сказать, что, по-видимому, восточное крыло падает несколько круче (от 45 до 65°) на запад, чем западное (углы от 20 до 50°) на восток. С этими данными увязываются и геофизические данные; различие в градиентах изменения магнитного и гравитационного полей в западном и в восточных крыльях. Судя по смежным структурам, вряд ли можно сомневаться, что Талицкий мегасинклиорий также сильно осложнен крупными и мелкими складчатыми формами и разрывными нарушениями. Однако конкретные складчатые формы в пределах описываемого мегасинклиория пока не выявлены.

Ницинско-Шадринский мегантиклинорий

Эта структура является крайней восточной структурой Зауральского поднятия в области Среднего Зауралья; располагается между Талицким мегасинклинием (на западе) и Тюменско-Кустанайским прогибом (на востоке) и протягивается с севера от широты г. Туринска на юг через пос. Туринская слобода (на р. Туре), пос. Усть-Ница, пос. Демино (на р. Пышме), пос. Ертарский, пос. Ольховка и далее на юго-

запад через г. Шадринск и пос. Мехонское (на р. Исети) до пос. Кирово (на р. Миасс). Длина его 280 км, ширина — от 38 до 76 км. С севера мегантиклинорий ограничивается Добринской седловиной, отделяющей его от Шаимского мегантиклинория, с юга — Галкинской седловинной структурой, которая отделяет его от Троицко-Кенгусайского мегантиклинория.

Ницинско-Шадринский мегантиклинорий выявлен по отдельным буровым скважинам, которыми вскрыты под мезо-кайнозойским покровом метаморфические породы (различные метаморфические и кристаллические сланцы), аналогичные ордовикским и нижнесилурийским породам Восточно-Уральского поднятия и Камышловского мегантиклинория, а также осадочно-вулканогенная толща, аналогичная верхнесилурийско-нижнедевонской толще западных зон и, наконец, толща основных эффузивов, которые в более южных районах Зауральского поднятия, а также и в разных зонах Восточно-Уральского поднятия датируются средним и верхним девонем, и частью низами карбона. Само расположение этих пород в описываемой структуре (в центральных частях метаморфические и кристаллические сланцы, ближе к периферии — осадочно-вулканогенная толща и по периферии — основные эффузивы) в сравнении с хорошо изученными структурами восточного склона Урала указывает на антиклинальный характер всей структуры; наличие гранитов в центральных частях ее, а также данные магнитных гравиметровых и сейсмических (по методу КМПВ) исследований косвенно подтверждают такое положение.

По всем перечисленным данным вырисовывается, что Ницинско-Шадринский мегантиклинорий состоит из двух крупных брахиантиклинальных структур — Усть-Ницинского и Шадринского антиклинориев и разделяющей их Рамыльской седловины. Центральные части названных антиклинориев сложены метаморфическими породами условного нижнего силура, а также окаймляющими их осадочно-вулканогенными породами условного верхнего силура и нижнего девона. Крылья антиклинориев, т. е. общие западное и восточное крылья всего Ницинско-Шадринского мегантиклинория, сложены основными эффузивами, условно датируемыми средним и верхним девонем. К ядрам Усть-Ницинского и Шадринского антиклинориев приурочены нормальные (микроклиновые) граниты, аналогичные по характеру и составу позднепалеозойским гранитам Восточно-Уральского поднятия и Камышловского мегантиклинория. По общим контурам и по геофизическим данным антиклинории представляют собою в разной степени осложненные прямые антиклинальные структуры с нормальным, видимо, сравнительно пологим падением крыльев. Сланцеватость в породах, где она проявляется, по замерам в кернах имеет углы падения от 50 до 80°.

В центральной части Шадринского антиклинория намечаются две антиклинали — большая изометричная — северная и меньшая, вытянутая с СВ на ЮЗ — южная. К обоим антиклиналям приурочены гранитовые массивы, контуры которых в плане, в общем, повторяют границы синклиналей. По-видимому, гранитовые массивы залегают субконкордантно во вмещающих их силурийских толщах. О внутреннем строении гранитовых массивов всего Ницинско-Шадринского мегантиклинория данных не имеется.

Галкинская седловинная структура

Структура располагается в районе поселков Галкино, Чумляк, Щучье, Шумиха, разделяет Ницинско-Шадринский (на севере) и Троицко-Кенгусайский, а также Октябрьско-Денисовский мегантиклинории

(на юге) в месте встречного погружения их шарниров. В то же время она соединяет Галицкий мегасинклиниорий (на западе) и Тюменско-Кустанайский прогиб (на востоке). Описываемая структура, выявленная по буровым скважинам и геофизическим данным, сложена в основном нижнекаменноугольными отложениями: терригенными верхнетурнейско-нижневизейскими и карбонатными, а также терригенно-карбонатными средневизейско-намюрскими.

Контур седловинной структуры неровные фестончатые, что обусловлено неравномерным погружением названных мегантиклинорий в разных их частях. В северо-восточном направлении вытянуты отдельные синклинали, развитые внутри седловины и хорошо фиксирующиеся выполняющими их карбонатными породами средневизейско-намюрского возраста, тогда как разделяющие их антиклинали, так же ориентированные, сложены терригенными («сероцветными») породами верхнего турне-нижнего визе. Из этих, осложняющих Галкинскую седловинную структуру, складчатых форм наиболее значительные и четко выраженные Галкинская и Калмаково-Миасская синклинали, а также разделяющая их Старо-Панькинская антиклиналь, расположены в западной части седловины. В западной части устанавливается ряд дизъюнктивных нарушений северо-восточного простирания, падение их поверхностей крутое на СЗ и ЮВ. В северо-западной части седловинной структуры развито аналогичное по характеру и по возрасту широтное нарушение, которое срезает северные части Галкинской и Калмаково-Миасской синклиналей и ограничивает здесь с юга широкую Батуринскую депрессию с выполняющими ее триасовыми базальтами.

В центральной и восточной частях Галкинской седловинной структуры, слагающие ее нижнекаменноугольные толщи, по-видимому, имеют относительно слабо нарушенное залегание. Лишь в южной части структуры выявлены небольшие складки, из которых в синклиналичных развиты известняки средневизейско-намюрского возраста. Следует, однако, оговориться, что центральная и восточная части седловины изучены слабее западной и, возможно, что эти части Галкинской седловинной структуры устроены сложнее, чем это представляется в настоящее время. С востока Галкинская седловинная структура ограничивается крупным Мехонско-Чудиновским сбросом, который приходит сюда с северо-востока (ответляясь от Тюменского сброса).

К югу от Галкинской седловинной структуры на продолжении Ничинско-Шадринского мегантиклинория располагаются три крупные структуры: Троицко-Кенгусайский и Октябрьско-Денисовский мегантиклинории, а также разделяющий их Александровский мегасинклиниорий. Эти структуры в большей их части находятся за пределами описываемой в настоящем томе территории и поэтому здесь будут охарактеризованы лишь в самых общих чертах.

Троицко-Кенгусайский мегантиклинорий

Эта структура протягивается с северо-востока от ст. Шумиха на юго-запад до г. Троицка, а затем на юг через г. Джетыгара в область Прииргизья. Он сложен, в основном, в разной степени метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами нижнего палеозоя, силура и нижнего девона, во внутренних синклиналях развиты также средне-верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения. Из нижнепалеозойских, в основном, развиты ордовикские (местами фаунистически охарактеризованные), в некоторых антиклиналях условно выделяются кембрийские отложения, наличие которых доказано пока только в одном пункте — в южной части Увельского антиклинория, на р. Са-

нарка (примерно в 40 км) к западу от г. Троицка (Мамаев, 1961, 1964, 1965). В западной части мегантиклинория выделяются вытянутый с СВ на ЮЗ Увельский и к югу на его продолжении Кундыбаевский антиклинории, имеющие встречное погружение шарниров в районе поселков Тарутино, Полтавка, Новокатенинское. По своему строению и составу слагающих пород эти антиклинории близки к описанному выше Камышловскому. Западные крылья их падают в большей части на запад под углами от 45 до 85°, но местами (в узких частях обеих структур) вертикально, а также очень круто на восток, восточные — всюду на восток под углами от 30 до 70°. Оба антиклинория осложняются складками разных порядков в сочетании линейных и брахискладчатых форм (первые преобладают в более узком Увельском, вторые — в широком Кундыбаевском антиклинории).

В восточной части мегантиклинория выделяется Бобровско-Новопокровский антиклинорий и Петровско-Катенинский синклиний.

Структура всего Троицко-Кенгусайского мегантиклинория сильно осложнена интрузиями ультраосновной, основной и кислой (гранитной) магмы, а также многочисленными разрывными нарушениями.

Александровский мегасинклиний

Мегасинклиний располагается непосредственно к востоку от Троицко-Кенгусайского мегантиклинория и протягивается с севера от Галкинской седловины — от оз. Балсыкты на юг через поселки Юламаново, Буланово, Теренкуль, Ключевка, в виде очень узкой полосы до широты пос. Денисовка и далее на юг, где он скрывается под мезо-кайнозойским покровом юга Тургайского прогиба и северо-восточного Приаралья.

Описываемый мегасинклиний ограничивается с запада крупным Юламановско-Тобольским сбросом (может быть сдвиго-сбросом), падающим круто на восток, и с востока — Денисовским и в северной части Каракульским взбросами с вертикальным и крутым восточным падением. Этими нарушениями определяется грабен-синклинальный характер всей Александровской структуры, возможно, переходящей на юге в шовную синклиналь. Кроме названных трех крупных тектонических нарушений, в пределах мегасинклиния устанавливается много мелких сбросов и взбросов преимущественно субмеридионального и иных простираний. Особенно густая сеть их намечается в северной части мегасинклиния, где они разрывают не только каменноугольные, но и триасовые отложения.

Октябрьско-Денисовский мегантиклинорий

Описываемая структура располагается между Александровским мегасинклинием на западе и Тюменско-Кустанайским прогибом (на востоке). По данным геологосъемочных, геологопоисковых работ, бурения и геофизических исследований (проведенных в последние 10—12 лет Северо-Казахстанским и Уральским геологическими управлениями) он прослеживается от широты ст. Шумиха на ЮЮЗ через с. Каракульское, поселки Денисовка, Камышный и далее на юг, где он так же, как и смежные с ним структуры, постепенно, а затем полностью погружается под мезо-кайнозойский покров южной части Тургая.

В отличие от более западных крупных антиклинальных структур, в Октябрьско-Денисовском мегантиклинории слабо проявлены гранитовый сиалический магматизм и процессы гранитизации вообще. Уста-

навливаются лишь единичные не крупные массивы и местами дайковые тела гранитоидов позднепалеозойской гранитовой формации.

В заключение отметим, что Зауральское поднятие, как огромное антиклинальное сооружение формировалось так же, как и Восточно-Уральское поднятие, но несколько позднее последнего. Начало образования Восточно-Уральского поднятия можно отнести по времени к позднему девону или даже к концу среднего девона, а окончательное его формирование — к среднему и позднему карбону. Зауральское же поднятие возникло сначала в виде невысоких и пологих сводовых структур в конце раннего и в среднем карбоне, которые за это время испытывали также частные погружения (в среднем карбоне). Главные восходящие движения, окончательно сформировавшие это поднятие, и связанные с ними процессы гранитизации и интрузии гранитовой магмы происходили в позднекаменноугольное, главным образом — в пермское время.

ТЮМЕНСКО-КУСТАНАЙСКИЙ ПРОГИБ

Эта крупная структурная зона располагается непосредственно к востоку от Зауральского поднятия и протягивается с севера от устья Иртыша и от устья Тобола на юг и юго-запад вдоль р. Тобол через г. Курган, г. Кустанай, пос. Рудный и, далее, в южную часть Тургайского прогиба. Общая длина его, примерно, составляет 1200 км. В северной половине (до широты г. Курган) этот прогиб не имеет ясных ограничений с востока и сливается с палеозойскими структурами Западной Сибири, что вырисовывается по геофизическим исследованиям, данным поискового и разведочного бурения на нефть, а также бурения глубоких структурных скважин (в основном работы Тюменского геологического управления — А. П. Белоусов, Ю. П. Беседовский, Ю. Ф. Захаров и др.). По геофизическим данным, намечаются в нижнем течении р. Тобол лишь очень слабо выраженные пологие положительные структуры, по-видимому, являющиеся северным продолжением развитого на юге Кушмурунского поднятия. К югу от широты г. Курган прогиб приобретает четкие очертания крупной отрицательной (синклиной) структуры, ограничиваясь на западе Зауральским, а на востоке Тобольско-Кушмурунским поднятием. Ширина прогиба в этой его части составляет 100—125 км (Н. Б. Малютин).

Тюменско-Кустанайский прогиб сложен почти исключительно отложениями каменноугольного возраста. Наиболее широко распространены нижнекаменноугольные вулканогенные разного состава и осадочные — терригенные и карбонатные породы. В глубоких наложенных синклиналях развиты средне- и частью верхнекаменноугольные отложения в терригенных и карбонатно-терригенных фациях. Лишь к западу и северо-западу от г. Тюмени, в Мальцевской антиклинали, прилегающей с востока к Усть-Ницинскому антиклинорию, на поверхность палеозойского фундамента выходят средне- и верхнедевонские основные эффузивы, а в ядрах отдельных складок условно верхнесилурийско-нижнедевонские осадочно-вулканогенные толщи. В районе г. Кустанай и к востоку от него, в относительно небольших по размерам внутренних антиклиналях, из под нижнекаменноугольных отложений выступают верхнедевонские осадочные породы и эффузивы основного состава. В большей части они здесь согласно перекрываются нижнекаменноугольными отложениями.

Внутреннее строение Тюменско-Кустанайского прогиба весьма слабо расшифровано в большей северной его части и много лучше в южной, в связи с поисками и разведками в Соколовско-Сарбайском и других железорудных районах и выяснением перспектив на железные руды и другие полезные ископаемые к северу и югу от этих районов (Мазина,

1958, и др.). Следует заметить при этом, что при сравнительно слабой дислоцированности каменноугольных толщ, всюду в прогибе, в условиях его полной закрытости, в меньшей степени выделены складчатые формы и в большей — разрывные нарушения (чаще по линейным магнитным аномалиям, резко выраженным градиентам в гравитационном поле и т. п.).

Прогиб на всем его простирании ограничивается крупными тектоническими (разрывными) нарушениями: с запада — (с севера на юг) Лучинкинским, Владимировско-Каргапольским (уходящим далеко на СВ в глубь прогиба) и Ливановским, и с востока — Звериноголовским разломами. Ряд крупных разломов устанавливается и внутри прогиба, некоторые из них являются естественными границами выделенных в прогибе (в значительной мере условно) больших по размерам структур.

Северная часть прогиба выделяется как Леушинский мегасинклиниорий. Он ограничивается с юго-востока Тюменским разломом. Этот разлом прослеживается на юго-запад и в районе пос. Мехонское сливается с Ливановским, образуя с ним один из крупнейших в Зауралье Тюменско-Ливановский разлом, протягивающийся, по-видимому, непрерывно с ССВ на ЮЮЗ более чем на 750 км. К югу от Леушинского мегасинклиниория строение Тюменско-Кустанайского прогиба постепенно усложняется. Прогиб здесь разделяется на три крупные структуры или структурные подзоны: западную — Валерьяновский мегасинклиниорий, среднюю — Боровской мегантиклинорий и восточную — Айсаяган-Кондратьевский мегасинклиниорий.

Все эти структуры прослеживаются в общем простирании прогиба с ССВ на ЮЮЗ и характеризуются развитием в нем складчатых, чаще пloyчатых структур разных порядков с тем же простиранием, а также многими дизъюнктивными нарушениями северо-северо-восточного и субмеридионального простираний, более крупными (длиной до 400—500 км) и меньшими по размерам, но местами все же значительными (длиной до 100—120 км).

Тюменско-Кустанайский прогиб в целом оформился как крупная синклиниорная структура одновременно с формированием Зауральского поднятия в позднекаменноугольно-пермское время, ход и механизм формирования этого прогиба были такими же, как и для Восточно-Уральского синклиниорного прогиба. Это относится, в основном, к южной части Тюменско-Кустанайского прогиба. Взаимоотношение же его северной части со структурами палеозойского фундамента Западной Сибири, как уже отмечалось, остается пока невыясненным.

ТОБОЛЬСКО-КУШМУРУНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Это поднятие выходит за пределы описываемой в настоящем томе территории, в связи с чем его характеристика ограничивается несколькими общими замечаниями. Поднятие ограничивает с востока Тюменско-Кустанайский прогиб, при этом в его северной части (в районе устья р. Тобола и г. Тобольска и до широты г. Курган) оно по геофизическим данным и по данным единичных буровых скважин намечается лишь в форме отдельных пологих положительных структур, возможно платформенного или полуплатформенного характера. Южнее, и особенно к югу от широты пос. Звериноголовского, это поднятие имеет уже достаточно четкие очертания, как зона развития крупных антиклинальных структур, разделенных синклинальными и седловинными погружениями. Эти структуры сочетают в себе черты уральских структур: субмеридиональные и северо-северо-восточные простирания, такой же как на Урале характер магматизма в целом. С другой стороны, в этой структурной

зоне в той или иной мере проявляются Казахстанские структуры: широтные и местами несколько вытянутые в широтном направлении пликативные формы дислокаций в нижне- и среднепалеозойских (докаменноугольных) толщах, субширотные разломы. Впрочем, как это отмечалось выше, субширотные элементы структур проявляются и в более западных зонах.

Все же по взаимоположению и преобладающей субмеридиональной и северо-восточной вытянутости структурных подзон и крупных структур, а также главнейших разрывных дислокаций, развитых внутри Тобольско-Кушмурунского поднятия, можно сказать, что в нем преобладают черты уральских структур. По-видимому, отдельные структуры этой зоны в раннем палеозое и до среднего (м. б. и позднего) девона развивались в связи с развитием и формированием основных структур Казахского нагорья. В раннем же карбоне и в позднем палеозое на эту зону распространились и основные варисские (герцинские) движения. В итоге этих движений Тобольско-Кушмурунское поднятие сформировалось так же, как и Зауральское, в зону развития крупных антиклинальных структур, к центральным частям которых приурочены интрузии больших масс гранитной магмы.

ГЛАВНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАУРАЛЬЯ

Как уже отмечалось, Зауралье является областью распространения сплошного покрова мезозойских и кайнозойских отложений, очень слабо дислоцированных или залегающих горизонтально с резким угловым несогласием на глубоко размытой поверхности уральских структур.

Покров мезозойских и кайнозойских отложений Зауралья может быть разделен по вертикали (и в возрастном отношении) на две принципиально различные части: нижнюю (более древнюю) триас-нижнеюрскую и верхнюю, охватывающую отложения от средне- или верхнеюрских до современных. Возрастная граница между этими частями в Зауралье не постоянна. На Среднем и Северном Зауралье к первой относятся триас-нижнеюрские отложения, а в районе Тургая — и среднеюрские осадки. Соответственно меняется и нижняя возрастная граница верхней части разреза мезо-кайнозоя. Ввиду принципиального различия в строении той и другой части разреза, рассмотрение элементов тектоники их приводится раздельно.

НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Нижнемезозойские отложения на восточном склоне Урала и в Зауралье образуют самостоятельный структурный ярус, обладающий автономной тектоникой, почти не связанной с тектоникой палеозойского фундамента, с одной стороны, и с тектоникой вышележащих средне-верхнеюрских, меловых и кайнозойских отложений, с другой. Они выполняют различной формы депрессии в палеозойском фундаменте и поэтому распространены не повсеместно. Эти депрессии в большей их части имеют тектоническое происхождение и обусловлены разрывными дислокациями в палеозойском фундаменте, образовавшимися в триасовое и на Южном Зауралье в ранне- и среднеюрское время.

Связь депрессий с элементами строения палеозойского фундамента проявляется более или менее отчетливо на территории западных структурно-фациальных зон палеозойской эвгеосинклинали. Там они образуют две полосы — западную, приуроченную к Тагильско-Магнитогорскому прогибу, и восточную приуроченную к Восточно-Уральскому про-

гибу. При этом депрессии обычно имеют те же субмеридиональные направления, что и направления палеозойских структур, но часто меняют в них свое положение и даже переходят в соседние структуры. В пределах Восточно-Уральского поднятия депрессий нет. По-видимому, в западных зонах во многих случаях при образовании депрессий в раннем мезозое были обновлены старые палеозойские разломы.

В Зауралье такой избирательности в расположении депрессий нет, они развиваются как в отрицательных, так и в положительных палеозойских структурах, причем исчезает и субмеридиональность в их ориентировке.

На обширной территории восточного склона Урала, Среднего и Северного Зауралья раннемезозойские депрессии почти всюду выполнены ранне- и среднетриасовыми базальтами, липаритами и терригенными отложениями туринской серии. В некоторых депрессиях на вулканитах и осадочных породах туринской серии с некоторым размывом и базальным горизонтом в основании залегают терригенные угленосные отложения верхнего триаса и нижней юры (челябинская серия), а на Южном Зауралье (в Кушмурунском и Джаныспайском угленосных районах) и средней юры. Значительно реже отложения челябинской серии залегают непосредственно на палеозойском ложе депрессий.

Значительная часть раннемезозойских депрессий носит характер четко выраженных грабенов, с запада и с востока ограниченных сходящимися дизъюнктивными субмеридиональными нарушениями, иногда с севера и с юга — субширотными нарушениями. Вместе с тем, для многих депрессий ограничивающих разрывов не устанавливается. По-видимому, такие депрессии носят эрозионно-тектонический характер, хотя следует заметить, что данных для понимания их природы еще далеко недостаточно. Среди раннемезозойских депрессий Зауралья разной формы и ориентировки устанавливаются и депрессии, резко вытянутые в субширотном направлении. Возможно, что это обусловлено приуроченностью их к субширотным разломам, но в одинаковой мере можно представить и их эрозионное происхождение.

Глубины депрессий и соответственно мощностей выполняющих их отложений колеблются в значительных пределах — от 80—100 до 2500 м и возможно более. По площади депрессии также крайне различны — от 0,5—1 до 4500 км². В Зауралье наиболее значительными из них являются: Кондинские (в бассейне р. Конда), Массавинская (в бассейне р. Большой Оус), Кедровская (на водоразделе рек Пелым и Туман), Гришинская (к югу от слияния рек Пелым и Тавда), Бичурская, Анохинская (к северу от г. Камышлова и пос. Анохино), Далматовская (в районе г. Далматово), Батуриная (в районе поселков Батурино и Кирова), Курганская (к востоку от г. Курган), Юламановская (к западу от пос. Юламаново), Кочердыкская (к северу от ст. Шумиха) и др.

Одни депрессии ограничены со всех или с двух, или с одной стороны четко выраженными крутопадающими уступами. К таким уступам тяготеют линейно вытянутые магнитные аномалии, что, по-видимому, отражает существование разломов или трещин, проникших в глубокие слои земной коры и являвшихся каналами для базальтовых (и липаритовых) лав.

В других случаях ложе впадин погружается от бортов к центру сравнительно полого. Можно предполагать, что каналы (разломы, трещины), по которым поднимались лавы базальтов и липаритов, выходят внутри впадин; это также, в ряде случаев, отмечается магнитными аномалиями. Местами по раннемезозойским разломам происходили подвижки в более позднее время. Следы подвижек (милонитизация,

дробление пород, зеркала скольжения и т. п.) иногда устанавливаются на обнаженных стенках (уступах) депрессий или на вертикальных и крутопадающих поверхностях, ограничивающих выходы (гребни) базальтов. Такие же явления иногда наблюдаются в базальтах, залегающих внутри впадин (и грабен), что указывает на проявление дислокаций после формирования трапповых покровов.

Местами, чаще в узких грабенах, нижнемезозойские эффузивные и терригенные (в том числе рэт-лейасовые угленосные) отложения очень сильно дислоцированы и разбиты многочисленными дизъюнктивными нарушениями. По мнению большинства исследователей, подвижки, вызвавшие нарушение нижнемезозойских отложений в депрессиях, явились отзвуком молодых киммерийских движений, происходивших в южных районах территории Союза, можно также допустить, что дислоцированность названных толщ обусловлена эпейрогеническими блоковыми движениями с неравномерным перемещением блоков, происходившими в конце раннеюрского и в среднеюрское время, фокусировавшимися в зонах указанных грабен.

Прямые наблюдения, а также отстройки разрезов по скважинам показывают, что нижнемезозойские образования в рассматриваемых депрессиях Зауралья обычно залегают горизонтально или имеют незначительные (1—2, реже до 4—5°) углы падения, а в широких впадинах оказываются почти не дислоцированными. Сами по себе формы и ориентировка впадин, резко несогласное залегание нижнемезозойских отложений на глубоко размытых складчатых структурах палеозойского фундамента — все это показывает, что к началу мезозоя было не только полностью завершено развитие уральской палеозойской геосинклинали, но и произошел глубокий размыв образовавшихся в итоге этого развития складчатых структур. Излияние базальтов и липаритов, а также накопление терригенных отложений в триасе, ранней и средней юре происходило в условиях платформенного развития региона. Все это исключает высказываемое некоторыми исследователями представление о том, что ранний мезозой явился значительным этапом в развитии Уральской палеозойской эвгеосинклинали в области восточного склона Урала и Зауралья.

ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ПОКРОВ

Описанные выше нижнемезозойские образования, залегающие в тектонических и денудационно-тектонических впадинах палеозойского основания, вместе с ним составляют «досреднеюрский фундамент» для верхнемезозойских и кайнозойских отложений, образующих в области Зауралья сплошной покров и представленных исключительно осадочными континентальными, прибрежно-морскими и морскими фациями.

В строении верхнемезозойско-кайнозойского покрова Зауралья выделяются три структурных яруса: среднеюрско-нижнеолигоценовый, среднеолигоценово-миоценовый и плиоцен-четвертичный.

Накопление отложений верхнемезозойско-кайнозойского покрова в его среднеюрско-нижнеолигоценовой части связано с неоднократными и неравномерными эпейрогеническими движениями, вызвавшими в Зауралье несколько трансгрессий и регрессий. В позднеюрское и валанжинское море захватило всю приполярную часть, восточные окраины Северного и Среднего Зауралья, а в готерив-барреме и затем в апте оно продвинулось еще дальше на юг и запад; одновременно произошло значительное обмеление и опреснение большей части бассейна. Последующее в апте усиление трансгрессии сменилось вновь в сеномане обмелением и опреснением моря и частичным сокращением его в раз-

мерах. Начиная с турона и по ранний олигоцен включительно происходило непрерывно-прерывистое наступление моря на сушу, причем Западно-Сибирское море через Тургайский пролив связалось с южными морями. Наибольших размеров трансгрессии моря достигли в сантон-компане и в раннем эоцене. В эоценовую эпоху море на западе достигло подножий горных хребтов Центрального Урала, а на юге вновь проникло за пределы Тургайского пролива. Смена морского режима на континентальный, обусловленная общими поднятиями Урала и Зауралья, произошла в среднем олигоцене, совершалась последовательно с юго-запада на северо-восток.

Центром всех позднемезозойских и палеогеновых трансгрессий явилась обширная Западно-Сибирская впадина. Это находит четкое отражение в постепенном увеличении амплитуды прогибания досреднеюрского фундамента и в соответственном увеличении мощности покрова верхнемезозойских и палеогеновых отложений от Урала в общем направлении на северо-восток.

Начиная со среднеолигоценового времени Зауралья, как и Урал, испытывает общую тенденцию к поднятию. Соответственно, два верхних структурных яруса покрова сложены континентальными отложениями.

Как уже отмечалось выше, сплошной покров верхнемезозойско-кайнозойских отложений на Северном и Приполярном Урале распространяется далеко на запад до центральной подзоны и местами до западного крыла Тагильского мегасинклинория. На Среднем Урале, в районе субширотных отрезков р. Туры, р. Салды и р. Тагила, западная граница покрова с открытыми палеозойскими структурами резко и далеко отклоняется на восток, имея здесь юго-восточное направление, а далее, примерно на меридиане г. Алапаевска, она вновь поворачивает на юг.

В зоне шириной от 40—50 до 130—140 км, прилегающей к этой границе с востока и северо-востока, досреднеюрский фундамент погружается в общем медленно на восток и северо-восток на глубину от 0 до 50 м от поверхности, причем местами породы фундамента обнажаются в долинах рек. Наклон поверхности фундамента в зоне на километр составляет: на широте г. Серова 4,0 м, на широте Свердловска — 5,6 м, на широте г. Троицка — 2,7 м. Ширина зоны на широтах г. Серова составляет 75 км, г. Свердловска 62 км, г. Троицка 140 км. Облекая с востока и северо-востока Уральский кряж, зона может рассматриваться и как часть этого кряжа.

В меридиональных отрезках зона с востока ограничивается уступами в досреднеюрском фундаменте, обусловленными сериями сбросов. По этим уступам части фундамента, расположенные к востоку, опущены относительно западных с амплитудами от десятков до нескольких сотен метров, чему в верхнемезозойско-кайнозойских отложениях соответствуют флексуобразные изгибы. Далее поверхность досреднеюрского фундамента продолжает погружаться; соответственно мощности покровных отложений достигают на востоке описываемой территории Зауралья: в Тургайском прогибе 230—250 м, на Среднем Зауралье 2000 м и еще больших значений в Западно-Сибирской впадине.

На фоне общего постепенного погружения поверхности досреднеюрского фундамента в указанных направлениях вырисовываются разные по размерам местные погружения и поднятия. Погружениям отвечают большие, поднятиям и выступам фундамента — меньшие мощности верхнемезозойско-кайнозойского покрова. Устанавливается также известная, и в большей части, прямая зависимость направления и углов наклона слоев, а следовательно структур в покрове (валов,

депрессий) с рельефом фундамента. Следует заметить, что положительные формы рельефа досреднеюрского фундамента отвечают, в основном, антиклинальным и горст-антиклинальным поднятиям, а отрицательные — синклинальным и грабен-синклинальным погружениям в структуре палеозоя.

В целом, таким образом, можно сказать, что геотектонические условия накопления и формирования верхнемезозойско-кайнозойского покрова в области Зауралья прямо связаны с движениями досреднеюрского фундамента, и что основные структурные формы покрова являются унаследованными от крупных структур, развитых в палеозойском фундаменте. Разрывные нарушения, флексуорообразные складки и изгибы слоев в верхнемезозойско-кайнозойском покрове, установленные, например, в Ивдельско-Серовском, Катайском, Звериноголовском районах Зауралья, являются следствием тектонических подвижек в досреднеюрском фундаменте, проявившихся в позднем мезозое, наиболее интенсивно в конце олигоцена и отчасти в четвертичное время. Эти нарушения покрова, как правило, локализуются в зонах палеозойских и нижнемезозойских разломов фундамента.

С учетом сказанного, в описываемой части Зауралья выделяются следующие наиболее крупные структурные единицы (рис. 31): южные части Ляпинско-Лангурского прогиба, Березовско-Верхотурского поднятия и Верхнекондинского прогиба, Шаимско-Троицкое поднятие и средняя часть Тюменско-Тургайского прогиба.

Ляпинско-Лангурской прогиб

Прогиб отвечает северной погребенной части Тагильского палеозойского прогиба, охватывая часть западного крыла, центральную подзону и восточное крыло последнего.

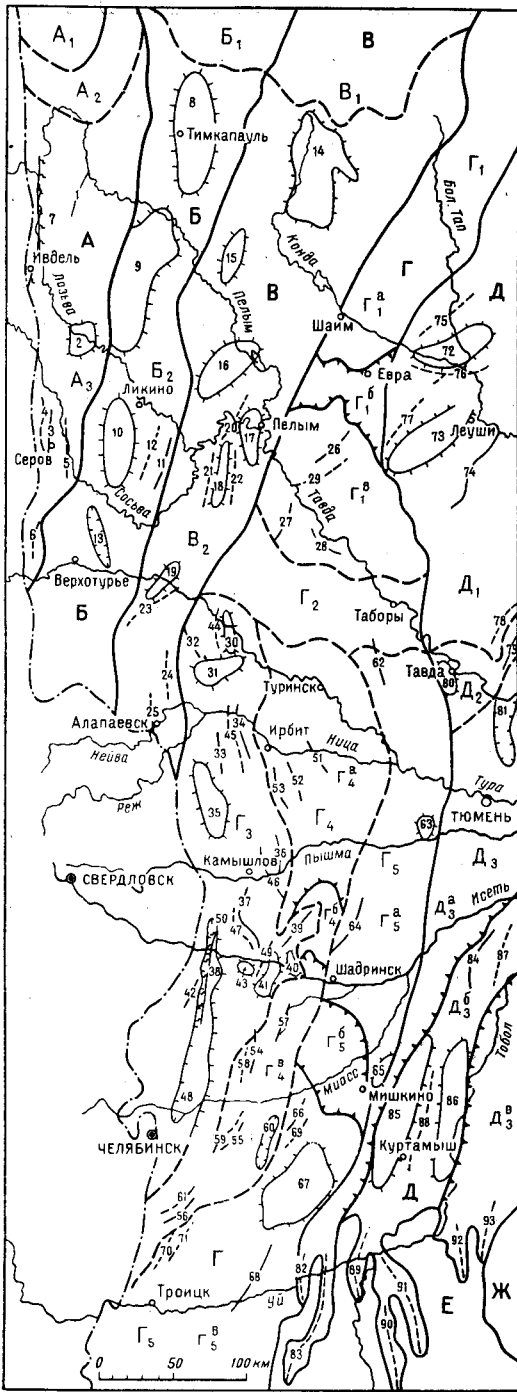
В зоне прогиба разрез верхнемезозойско-кайнозойского покрова начинается со средне- и верхнеюрских прибрежно-морских угленосных отложений паралического типа (Северо-Сосьвинский буроугольный бассейн), выше последовательно залегают нижнемеловые прибрежно-морские, континентальные и морские, верхнемеловые и палеогеновые (включая нижний олигоцен) морские осадки, затем континентальные верхнеолигоценные, неогеновые и четвертичные отложения. Размыты, обусловленные движениями разной интенсивности, устанавливаются в верхах средней и в низах верхней юры, на границах верхней юры и нижнего мела, нижнего и верхнего мела, в основаниях среднего и верхнего олигоцена, в основании неогена (миоцена), на границе неогена и четвертичной системы, а также внутри последней.

Западным бортом прогиба служат палеозойские структуры крайней западной части Тагильского мегасинклинория. Мощность мезозойского покрова от этого борта в общем постепенно увеличивается на восток от 0 до 1500—1600 м. В пределах прогиба в его средней и восточной части на Северном Урале мощность покрова уменьшается в направлении с севера на юг от 800—1500 м до 100 и 50 м. На широте рек Лобвы и Ляли мезозойские и палеогеновые отложения почти совсем исчезают и южнее сохраняются только в отдельных небольших депрессиях.

Восточный борт прогиба ограничивается цепью положительных форм палеозойского фундамента, возвышающейся над палеозойским ложем Ляпинско-Лангурского прогиба на 100—300 м и местами на 400—500 м (отметки минус 600÷800 м). Эта цепь приурочена уже к Восточно-Уральскому поднятию.

Внутри прогиба устанавливаются углы наклона пластов от западного борта к востоку 2—3°, а от восточного борта на запад до 1—2°.

Рис. 31. Схема расположения структур покрова верхне-немезозойско-кайнозойских отложений Зауралья



1 — границы сплошного распространения покровных отложений; 2 — граница структур I порядка; 3 — то же, структур II порядка; 4 — то же, структур III порядка; 5 — то же, положительных структур IV порядка (валов); 6 — то же, отрицательных структур IV порядка (депрессий); 7 — оси положительных структур IV порядка; 8 — оси отрицательных структур IV порядка; 9 — крупные флексуры

А — Ляпинско-Лангурский прогиб: А₁ — Ляпинская впадина; А₂ — Тапсуйская седловина; А₃ — Лямпаульско-Ингурская впадина (1 — Щещинский вал, 2 — Митяевская куполовидная структура, 3 — Серовский вал, 4 — Замарайская депрессия, 5 — Фильинская депрессия, 6 — Караульская депрессия, 7 — Ивдельская флексура). **Б — Березовско-Верхогурское поднятие:** Б₁ — Северо-Сосьвинский мегавал; Б₂ — Пельмский полусвод (8 — Тимкапaulьский мегавал, 9 — Пониловский вал, 10 — Ликинский вал, 11 — Тесминский вал, 12 — Дулковская депрессия, 13 — Варранская депрессия). **В — Верхнекондинский прогиб:** В₁ — Наддмская впадина; В₂ — Кондинско-Мугайская впадина (14 — Эсская сложная куполовидная структура, 15 — Котыльский вал, 16 — Шантальский вал, 17 — Русский вал, 18 — Новотроицкий вал, 19 — Дерябинский вал, 20 — Паинская депрессия, 21 — Георгиевская депрессия, 22 — Верхне-Ойнепская депрессия, 23 — Матюшинская депрессия, 24 — Мугайская депрессия, 25 — Алапаевская депрессия). **Г — Шаймско-Троицкое поднятие:** Г₁ — Шаймско-Кузнецовский мегавал; Г₁^а — Шаймский вал; Г₁^б — Евринская седловина; Г₁^в — Кузнецовский свод (26 — Саргинский вал, 27 — Гришинский вал, 28 — Саргинский вал, 29 — Мавевская депрессия); Г₂ — Таборинская седловина; Г₃ — Камышловский мегавал (30 — Новоселовский вал, 31 — Вогульский вал, 32 — Бобровский вал, 33 — Михалевский вал, 34 — Черепановский вал, 35 — Красногвардейский вал, 36 — Мостовский вал, 37 — Калининский вал, 38 — Колчедано-Коркинский вал, 39 — Новосельский вал, 40 — Широковский вал, 41 — Першинский вал, 42 — Карабольский вал, 43 — Ильинский купол, 44 — Болотовская депрессия, 45 — Ключевская депрессия, 46 — Никольская депрессия, 47 — Гарашкинская депрессия, 48 — Чернокутовско-Сугоякская депрессия, 49 — Черноярская депрессия, 50 — Бичурско-Копейская флексура); Г₄ — Туринско-Чумлякская впадина; Г₄^а — Туринско-Талицкая депрессия (51 — Еланский вал, 52 — Ляпуновский вал, 53 — Харловский вал); Г₄^б — Новосельская седловина; Г₄^в — Чумлякская депрессия (54 — Ушаковский вал, 55 — Карасевский вал, 56 — Новобаладинский вал, 57 — Новопетропавловская депрессия, 58 — Саламатовская депрессия, 59 — Пивкинская депрессия, 60 — Сафакулинская депрессия, 61 — Каратабанская депрессия); Г₅ — Ницинский-Троицкий мегавал; Г₅^а — Ницинско-Шабринский вал (62 — Добринский вал, 63 — Лучинский купол, 64 — Ольховский вал, 65 — Закурыйский вал); Г₅^б — Мишкинская седловина; Г₅^в — Троицко-Денисовский вал (66 — Новокалмаковский вал, 67 — Птичий вал, 68 — Федоровский вал, 69 — Трусиловская депрессия, 70 — Рождественская котловина, 71 — Петровская депрессия). **Д — Тюменско-Тургайский прогиб:** Д₁ — Леушинско-Тюменская впадина (72 — Большетатский вал, 73 — Керчельский вал, 74 — Никитинский вал, 75 — Пуламынская депрессия, 76 — Елушкинская депрессия, 77 — Ахимкинская депрессия, 78 — Шайтанская депрессия); Д₂ — Тавдинская седловина (79 — Владимирский вал, 80 — Михайловский вал); Д₃ — Тюменская впадина; Д₃^а — Тюменская крупная депрессия; (81 — Велижанская депрессия, 82 — Джиландская депрессия; 83 — Вальютинская депрессия); Д₃^б — Борословый сложный вал (84 — Чимеевский вал, 85 — Камаганский вал, 86 — Меньшиковский вал, 87 — Тебенякская депрессия, 88 — Куртамышская депрессия, 89 — Введенская депрессия, 90 — Жаркалинско-Долбушинская депрессия, 91 — Аякмалдыбаская депрессия); Д₃^в — Асаганская депрессия (92 — Лаковская депрессия, 93 — Песчанская депрессия). **Е — Кустанайская седловина.** **Ж — Тобольский мегавал**

52 — Ляпуновский вал, 53 — Харловский вал); Г₄^б — Новосельская седловина; Г₄^в — Чумлякская депрессия (54 — Ушаковский вал, 55 — Карасевский вал, 56 — Новобаладинский вал, 57 — Новопетропавловская депрессия, 58 — Саламатовская депрессия, 59 — Пивкинская депрессия, 60 — Сафакулинская депрессия, 61 — Каратабанская депрессия); Г₅ — Ницинский-Троицкий мегавал; Г₅^а — Ницинско-Шабринский вал (62 — Добринский вал, 63 — Лучинский купол, 64 — Ольховский вал, 65 — Закурыйский вал); Г₅^б — Мишкинская седловина; Г₅^в — Троицко-Денисовский вал (66 — Новокалмаковский вал, 67 — Птичий вал, 68 — Федоровский вал, 69 — Трусиловская депрессия, 70 — Рождественская котловина, 71 — Петровская депрессия). **Д — Тюменско-Тургайский прогиб:** Д₁ — Леушинско-Тюменская впадина (72 — Большетатский вал, 73 — Керчельский вал, 74 — Никитинский вал, 75 — Пуламынская депрессия, 76 — Елушкинская депрессия, 77 — Ахимкинская депрессия, 78 — Шайтанская депрессия); Д₂ — Тавдинская седловина (79 — Владимирский вал, 80 — Михайловский вал); Д₃ — Тюменская впадина; Д₃^а — Тюменская крупная депрессия; (81 — Велижанская депрессия, 82 — Джиландская депрессия; 83 — Вальютинская депрессия); Д₃^б — Борословый сложный вал (84 — Чимеевский вал, 85 — Камаганский вал, 86 — Меньшиковский вал, 87 — Тебенякская депрессия, 88 — Куртамышская депрессия, 89 — Введенская депрессия, 90 — Жаркалинско-Долбушинская депрессия, 91 — Аякмалдыбаская депрессия); Д₃^в — Асаганская депрессия (92 — Лаковская депрессия, 93 — Песчанская депрессия). **Е — Кустанайская седловина.** **Ж — Тобольский мегавал**

Такие же углы падения слоев устанавливаются и в крыльях структур, осложняющих прогиб. Из внутренних пликативных структур платформенного типа в прогибе выделяются Ляпинская (на севере) и Лямпаульско-Ингурская (на юге) впадины, разделенные Тапсуйской седловиной. В свою очередь, в каждой из этих структур отмечаются меньшие по размерам отрицательные и положительные структуры — депрессии, валы и купола. В южной Лямпаульско-Ингурской впадине по данным геологосъемочных, геофизических и геолого-поисковых работ и по небольшому количеству буровых скважин устанавливаются: Замарайская, Филькинская и Караульская депрессии, Митяевская куполовидная структура, Щёцинский и Серовский валы.

Резко выраженными элементами тектоники верхнемезозойско-кайнозойского покрова в рассматриваемой зоне являются дизъюнктивные нарушения. Крупные разломы с амплитудами до сотен метров, осложненные большим числом мелких дизъюнктивных нарушений, устанавливаются главным образом в западной части впадины (вблизи западного борта). Одним из наиболее значительных разломов является Ивдельский («Лозьвинский разлом», по С. Д. Рабинович), протягивающийся с севера (от р. Северная Сосьва) на юг (почти до широты г. Серова) по западной границе Лямпаульско-Ингурской впадины. Этот разлом образует уступ в палеозойском фундаменте, местами выраженный в современном рельефе. В мезо-кайнозойских и палеогеновых слоях этому уступу отвечает крупная флексура с амплитудой, меняющейся от 16 до 325 м. Поверхность сместителя имеет обычно вертикальное и крутое восточное падение, чем определяется его сбросовый характер. В некоторых местах палеозойские породы оказываются надвинутыми с запада на мезозойские и даже на палеогеновые отложения по поверхностям, падающим в одних случаях круто, в других очень полого на запад. В зонах надвигов в мезозойских и палеогеновых отложениях развиваются флексурные, а также и более сложные (в автохтонных блоках) складки. Местами еще более молодые взбросы и надвиги срезают крылья складок и части флексур.

Березовско-Верхотурское поднятие

Эта крупная молодая платформенная структура, территориально соответствующая погребенной в Приполярном и Северном Зауралье части Восточно-Уральского поднятия, протягивается в направлении с ССВ на ЮЮЗ от пос. Мужы на р. Обь и пос. Березово на р. Северная Сосьва до г. Верхотурье. Длина ее свыше 900 км, ширина в северной части от 120 до 170 км, в южной (к югу от р. Воря) от 50 до 75 км. Данное поднятие Г. К. Боярских, Ю. Н. Карагодин, Н. Н. Ростовцев и др. в северной части назвали «Северо-Сосьвинский мегавал», в южной — «Пелымский полусвод».

Разрез верхнемезозойско-кайнозойских отложений в этой структуре в основном аналогичен разрезу тех же отложений в Ляпинско-Лангурском прогибе, но в южной части описываемого поднятия он начинается с нижнемеловых осадков, тогда как верхне- и среднеюрские отложения почти отсутствуют и встречаются лишь на небольших площадях в наиболее глубоких внутренних депрессиях к северу от р. Пелым. Характер Березовско-Верхотурского поднятия в его южной части определяется как вытянутая с ЮЮЗ на ССВ широкая положительная структура с очень пологим падением ее крыльев на запад и на восток. Углы падения меняются от долей градуса до 2° и в редких случаях достигают 4—5°. В южной части поднятия выделяются (с севера на юг) Тимкапаульский, Пониловский, Ликийский валы, лежащие на продол-

жении один другого и разделенные седловинными понижениями. В крыльях этих валов намечается наиболее крутое ($1-2^\circ$ и местами до $4-5^\circ$) падение слоев покрова на запад и на восток с погружением шарниров валов к северу и к югу. В целом южная часть поднятия испытывает постоянное погружение с ЮЮЗ на ССВ, вслед за погружением в этом направлении поверхности допалеозойского фундамента. По-видимому, она имеет более сложное строение и расчленяется на большее количество мелких платформенных структур, чем это представляется по имеющимся данным, а также разбивается дизъюнктивными нарушениями.

Верхнекондинский прогиб

Прогиб располагается к востоку от Березовско-Верхотурского поднятия и протягивается с ССВ от правобережья р. Оби (ее правого притока р. Шеркальской и пос. Шеркалы на р. Оби) на ЮЮЗ через верховья р. Конды, с. Гари, пос. Махнево до г. Алапаевска. По своим границам он отвечает северной погребенной части Восточно-Уральского палеозойского прогиба. В районе г. Алапаевска проходит юго-западная граница сплошного покрова мезо-кайнозоя, а далее на юг и юго-запад мезозойские, палеогеновые и неогеновые отложения устанавливаются на отдельных обособленных участках. Соответственно и Верхнекондинский мезо-кайнозойский прогиб исчезает в районе г. Алапаевска и далее на юг не продолжается. Общая длина его от правобережья р. Оби до г. Алапаевска составляет 850 км, ширина в северной части (к северу от р. Пелым) 100—125 км, в южной (к югу от р. Пелым) уменьшается до 50 и на широте г. Алапаевска до 40 км.

К северу, за пределами описываемой территории Верхнекондинский прогиб переходит в широкую Надымскую впадину, являющуюся частью обширной Мансийской синеклизы Западной Сибири.

В составе верхнемезозойско-кайнозойского покрова устанавливаются: средне- и верхнеюрские (в южной части прогиба отсутствуют) и повсеместно меловые, палеогеновые, морские и континентальные, а также и покрывающие их четвертичные осадки.

Южную часть прогиба, относящуюся к описываемой территории, можно назвать Кондинско-Мугайской впадиной. Западное крыло ее, как и западный склон ее досреднеюрского ложа, выражено более отчетливо, чем восточное, сопрягающееся на востоке с Шаимско-Кузнецовским и Камышловским мегавалами Шаимско-Троицкого поднятия. Наряду с горизонтальным залеганием, имеет место пологое (доли и первые единицы градусов) падение слоев на восток, устанавливаемое преимущественно в западном крыле, тогда как очень пологое западное падение в восточном крыле намечается далеко не повсеместно; в основном, в восточных крыльях внутренних депрессий и в западных крыльях валов. Как и во всем Зауралье, намечается общее погружение пластов на ССВ. В том же направлении увеличиваются мощности всего покрова от 0—150 м на юго-западе до 2800—2900 м на северо-востоке впадины, что, как уже отмечалось выше, связано с таким же погружением фундамента. Общее нарастание мощности покрова и глубины залегания поверхности фундамента происходит также и с запада на восток на одних и тех же широтах: в северной части от 1700—1800 до 2800—2900, в южной части от 50—100 до 300—400 м.

В пределах Кондинско-Мугайской впадины по данным геофизических и частью буровых работ устанавливаются осложняющие впадину крупные (от $10 \times 30-40$ км до 60×80 км) и мелкие положительные и отрицательные структуры. В большей части эти структуры в той или

иной степени вытянуты в субмеридиональном и северо-восточном направлениях. Наиболее крупными из них являются: Ендырская мульда, Эсская сложная куполовидная структура, Котыльский вал; южнее, Русский и Новотроицкий валы и разделяющие их Верхне-Ойнепская, а также Паинская и Георгиевская депрессии; в южной части — Дерябинский вал, Магюшинская, Мугайская и Алапаевская депрессии. Разности величин (перепады) мощностей в смежных структурах составляют: в южной части впадины 30—150 и до 200 м, в северной — они достигают 500—700 и до 1000 м.

Шаимско-Троицкое поднятие

Это наиболее крупная и сложная платформенная структура в Зауралье, примерно соответствует по границам Зауральскому поднятию палеозойского фундамента. Оно протягивается с СВ на ЮЮЗ от пос. Малый Атлым до г. Троицка и пос. Денисовка и далее на юг до южного окончания Мугоджар. Общая длина его 1750 км, ширина в Северном Зауралье 50—100 км, в Среднем Зауралье от 100 до 180 км. К югу от широты г. Артемовского, причленяясь к открытому Уралу, постепенно уменьшается по ширине до 15—10 км.

Глубина залегания поверхности фундамента постепенно увеличивается с юга на север по простиранию поднятия от 0—50—100 м на Южном Зауралье до 700—2800 м в Северном Зауралье. На фоне общего погружения фундамента, в пределах поднятия, в его рельефе выделяется в Северном Зауралье цепь крупных, вытянутых с ССВ на ЮЮЗ увалов, склоны которых опускаются соответственно полого на запад и СЗ и несколько более круто на восток и ЮВВ; на Среднем и Южном Зауралье цепь проявляется в виде менее значительных увалов, а также небольших возвышений разной формы и мелких выступов. Относительные превышения положительных форм рельефа фундамента колеблются на севере поднятия от 300 до 1000 м, на Среднем Зауралье от 100 до 350 м, на Южном Зауралье от 50 до 150, в единичных случаях до 300 м.

Строение верхнемезозойско-кайнозойского покрова в Шаимско-Троицком поднятии характеризуется развитием внутри его крупных и мелких типичных платформенных структур с очень пологим падением крыльев; углы падения измеряются от 0 до 1—2 и в редких случаях до 5—6°. Крупные, а также большинство мелких структур, являются унаследованными от палеозойских структур и от рельефа досреднеюрского фундамента: положительные структуры верхнемезозойско-кайнозойского покрова развиты над положительными структурами палеозоя и положительными формами рельефа фундамента; отрицательные структуры покрова пространственно отвечают отрицательным структурам палеозоя и понижениям рельефа фундамента. По форме структуры покрова в рассматриваемой зоне различны. Одни из них имеют в разной степени удлиненные формы валов, другие куполовидные, в плане приближающиеся к изометричным; как те, так и другие нередко лежат на продолжении друг друга, образуя крупные и сложные мегавалы.

Шаимско-Кузнецовский мегавал, расположенный в северной части Шаимско-Троицкого поднятия, в свою очередь, распадается на Шаимский вал и Кузнецовский свод. Кузнецовский свод, расположенный в пределах описываемой территории, представляет собой южную часть Шаимско-Кузнецовского мегавала и отделяется от Шаимского вала очень слабо выраженным седловинным прогибом. Осложняющие свод, слабо выраженные, невысокие и сравнительно короткие валы (Сарчинский, Гришинский и др.) и депрессии (Маевская и другие более мел-

кие) несколько вытянуты в СВВ направлении. К югу мегавал слабо погружается и отделяется от более южных крупных структур Таборинской седловинной впадиной, в пределах которой развиты несколько депрессий и мелких валов северо-западного простирания, а также сравнительно небольших внутренних мульд.

Камышловский мегавал, прилегая с востока к открытым палеозойским структурам Урала (по своим границам примерно отвечает Камышловскому палеозойскому мегантиклинорию), является крайней западной структурой Шаимско-Троицкого поднятия. Протягиваясь с севера от впадения р. Тагил в р. Туру на юг через г. Камышлов, г. Кайтаск до г. Еманжелинска, он имеет длину 465 км и ширину от 40 до 70 км. Как положительная структура, описываемый мегавал четко очерчивается в северной части, ограничиваясь здесь на западе Мугайской, а на востоке Туринско-Чумлякской впадинами. В большей же части он выделяется по наличию в нем отдельных валов и куполовидных структур, развившихся на выступах досреднеюрского, в основном, палеозойского фундамента. Поверхность фундамента здесь очень полого погружается к востоку, имея глубины залегания от 0 (на западе) до 100 м в южной, до 250 м в средней и до 400 м в северной частях мегавала. Примерно этими же цифрами характеризуются мощности покрова, в котором отсутствуют средне- и верхнеюрские отложения и, для значительной части мегавала, также нижнемеловые осадки и нижние толщи верхнего мела.

Почти горизонтальное залегание и пологое падение покрова на восток нарушается частными изгибами слоев, определяющими развитие валов и разделяющих их депрессий. Осложняющие мегавал положительные структуры приурочены к выступам фундамента. Мощность покровных отложений в сводовых частях этих структур уменьшается, а местами покров отсутствует и в таких окнах на поверхность выходят палеозойские или нижнемезозойские породы.

Наиболее значительными структурами являются: Новоселовский, Вогульский, Бобровский, Михалевский, Черепановский, Красногвардейский, Калиновский, Колчеданский, Широковский, Першинский валы; Болотовская, Ключевская, Голубковская, Никольская, Гарашкинская, Черноскутовско-Сугоякская, Черноярская депрессии. Большая часть валов и разделяющих их депрессий резко удлинены в субмеридиональном, некоторые в северо-восточном и северо-западном направлениях. Некоторые из положительных структур по форме приближаются к брахантиклиналям. Восточные крылья валов обычно выражены более отчетливо и имеют несколько более крутое (2—5°) восточное падение, западные имеют очень слабое падение на запад или почти горизонтальное залегание слоев.

С востока Камышловский мегавал в ряде мест ограничивается сбросом, по которому палеозойский фундамент Туринско-Чумлякской впадины опущен от десятков и местами, видимо, до первых сотен метров. В верхнемезозойско-кайнозойском покрове эти нарушения выражаются флексурообразными изгибами слоев и флексурами с крутым восточным падением пород в них. Такова, например, Черепановская флексура. Флексуры устанавливаются в ряде мест также внутри Камышловского мегавала (Анохинская, Лаптевская, Широковская, Бичурско-Копейская флексуры).

Туринско-Чумлякская впадина имеет характер прогиба. Резко удлиненная в субмеридиональном направлении, она протягивается с севера от Таборинской седловины на юг через г. Ирбит, пос. Талица, а затем на ЮЮЗ через поселки Чумляк, Щучье до пос. Увямского и г. Южно-Уральска. Длина ее 490 км, ширина в северной части до 85 км, в юж-

ной — от 25 до 40 км. Туринско-Чумлякская впадина является внутренней отрицательной структурой в Шаймско-Троицком поднятии, но выражена она очень слабо как в досреднеюрском фундаменте, так и в изгибах слоев покровных отложений. При этом западный склон в фундаменте и западное крыло впадины по покровным отложениям имеют нормальное восточное пологое (до $1-2^\circ$) и лишь в зонах дизъюнктивных нарушений в флексурах — более крутое) падение, тогда как восточное крыло с пологим (в доли градуса и лишь местами до $1-2^\circ$) падением намечается лишь в отдельных местах, где восточнее — в Ницинско-Троицкой подзоне развиты отдельные валы и куполовидные структуры разных порядков.

Верхнемезозойско-кайнозойский покров в Туринско-Чумлякской впадине представлен, в основном, меловыми и палеогеновыми, а также неогеновыми (в южной части) и четвертичными отложениями. Суммарные мощности всех покровных отложений увеличиваются с запада на восток и с юга на север: на севере впадины от 300—350 до 700—1000 м, в южной от 50—100 до 350—400 м. Как и в других зонах и подзонах Зауралья, мощности покрова увеличиваются также в отрицательных и уменьшаются в положительных внутренних структурах.

Туринско-Чумлякская впадина делится на две крупные депрессии: северную Туринско-Талицкую и южную — Чумлякскую. Первая осложнена мелкими валами (Еланский, Ляпуновский, Харловский и др.) и замкнутой несколько удлиненной Еремкинской мульдой; вторая — рядом удлиненных в северо-восточном направлении брахисинклиналей (Ново-Петровская, Пивкинская, Сафакулинская, Каратабанская, Саламатовская и др.), мелкими валами, а также отдельными флексурообразными складками (Бараневская и др.).

Ницинско-Шадринский мегавал слабо выражен в покровных отложениях вследствие того, что его западное крыло не представляет единой моноклинали. Все же рассматриваемый вал обособляется, отделяясь на западе от Камышловского вала депрессиями, развитыми внутри Туринско-Чумлякской впадины. В сопряжениях Ницинско-Шадринского вала с этими депрессиями намечается очень пологое в доли градуса и до $1-2^\circ$ западное падение слоев покрова. В восточном крыле, по мере его погружения на восток, в низах покрова появляются средне- и верхнеюрские отложения. Мощность покрова здесь меняется с юга на север от 700 до 1300—1400 м, к западу, ближе к краевой части вала, и в его западном крыле средне- и верхнеюрские отложения исчезают (выклиниваются) и мощность покрова меняется с юга на север от 350—500 до 900—1100 м.

По своему устройству Ницинско-Шадринский вал несколько сходен с Шаймским. В осложняющих его структурах наряду с удлиненными в субмеридиональном и северо-восточном направлениях (Усть-Ницинский, Ольховский и другие валы) устанавливаются мелкие купола — Добринский, Лучинкинский, Закурьянский и др.

Троицко-Денисовская структура весьма условно выделяется в качестве мегавала. Лишь северная часть его (от пос. Шумиха до г. Троицка) очень слабо обособляется на западе, отделяясь от Камышловского вала Чумлякской депрессией. К югу же от широты г. Троицка молодые покровные отложения очень полого и постепенно погружаются на восток, прилегая на западе к открытым палеозойским структурам восточного склона Урала и осложняясь лишь мелкими депрессиями и валами, а также куполовидными и мульдообразными складками. Мощность покрова увеличивается с запада на восток в южной части от 0 до 100 м, в северной с ЮЗ на СВ от 100—150 до 300—350 м. На юге, в положительных мелких структурах, а также по долинам рек

покровные отложения оказываются полностью размытыми и на поверхность выходят палеозойские образования. Следует отметить, что небольшие глубины залегания фундамента и небольшие мощности покровных отложений к югу от широты г. Троицка связаны с общим поднятием поверхности палеозойского фундамента, которое известно в литературе под названием Кустанайского широтного вала или Кустанайской седловины.

Тюменско-Тургайский прогиб

Эта структура является крайней восточной платформенной структурой на описываемой территории и в большей своей части развита за ее пределами. По своему положению он отвечает, примерно, границам Тюменско-Кустанайского палеозойского прогиба.

Мощности мезозойско-кайнозойского покрова, выполняющего прогиб, возрастают, в общем, с юго-запада к северо-востоку, изменяясь от 350 до 2200 м. Наименьшие мощности отмечаются в юго-западной части впадины, где ее границы примыкают к уральскому кряжу. Еще меньшие мощности (50—150 м) отмечаются в области Кустанайской седловины, большая часть которой расположена к югу от описываемой территории.

Восточный борт прогиба не выражен и прогиб к востоку переходит в Западно-Сибирские платформенные структуры, не имеющие связей с погребенными уральскими палеозойскими структурами фундамента.

В большей северной части прогиб выполнен морскими осадками среднеюрско-нижеолигоценового структурного яруса. В южной части, в области Кустанайской седловины, покровный комплекс представлен континентальными осадками среднеюрско-сеноманского структурного подъяруса и морскими осадками туронско-нижеолигоценового структурного подъяруса.

В прогибе выделяются Леушинско-Тюменская впадина, разделенная Тавдинской седловиной на две впадины — Леушинскую (на севере) и Тюменскую (на юге). В южной части последней, входящей в описываемую территорию, выделяются: Тюменская крупная депрессия; Боровской сложный вал, осложненный Чашинским, Ингалинским, Камаганским, Меньшиковским валами, Тебенякской, Куртамышской, Введенской депрессиями и Глубочинской флексурой; Айсаганская депрессия, осложненная Лаковской и Песчанской депрессиями меньшего порядка.

На юге Тюменская впадина постепенно переходит в Кустанайскую седловину. Граница между ними извилистая, так как северное крыло седловины осложнено рядом структурных мысов, разделенных заливами. Кустанайская седловина является частью описываемого огромного прогиба, разделяющей Леушинско-Тюменскую и Тургайскую впадины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как отмечалось выше, структуры верхнемезозойско-кайнозойского покрова в основных чертах являются унаследованными (рис. 32). Они согласуются с рельефом поверхности досреднеюрского фундамента, а также с его строением. Положительные структуры покрова обычно располагаются на антиклинорных палеозойских структурах, сложенных интрузивными и метаморфическими породами, а прогибы в синклинорных зонах фундамента, образованных преимущественно породами осадочного происхождения. Мнение о существовании такой связи или унаследованности платформенных структур, высказанное А. Л. Янши-

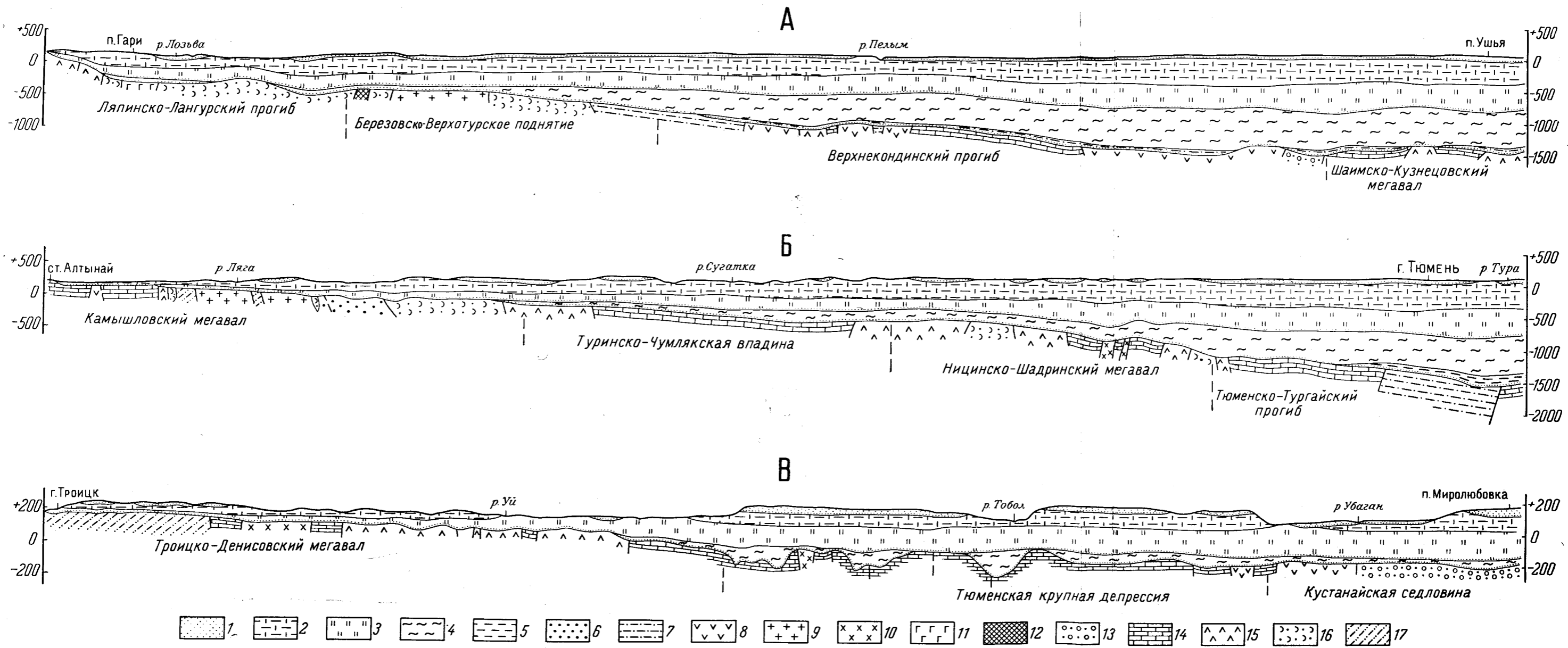


Рис. 32. Геологические разрезы Зауралья, по линиям: А — п. Гари — п. Ушья; Б — ст. Алтынай — г. Тюмень; В — г. Троицк — п. Миролюбово; вертикальные масштабы в сравнении с горизонтальными увеличены в разрезах А и Б в 10 раз, в разрезе В — в 25 раз

1 — континентальные отложения среднего, верхнего олигоцена и антропогена; 2 — морские отложения палеоцена, эоцена и нижнего олигоцена; 3 — морские и континентальные отложения верхнего мела; 4 — то же, нижнего мела; 5 — то же, средней и верхней юры; 6 — континентальные угленосные отложения верхнего триаса и нижней юры; 7 — терригенные отложения нижнего и среднего триаса; 8 — вулканогенные отложения нижнего и среднего триаса; 9 — позднепалеозойские гранитоиды; 10 — среднепалеозойские интрузивные породы, кислые; 11 — то же, основные; 12 — то же, ультраосновные; 13 — средне- и верхнекаменноугольные отложения; 14 — нижнекаменноугольные отложения; 15 — средне- и верхнедевонские отложения; 16 — силурийско-нижнедевонские отложения; 17 — нижнепалеозойские отложения

Геология СССР, том XII, книга 2

ным (1953), Н. Н. Ростовцевым (1956), Н. И. Архангельским (1959) и другими исследователями, в основном подтверждается для области Зауралья.

Несоответствия в расположении структур покрова и палеозойского фундамента отмечаются в ряде случаев, но они имеют местное значение и обусловлены, видимо, локальной инверсией досреднеюрского фундамента.

Локальные структуры в покрове (мелкие валы, купола, депрессии), как правило, повторяют отрицательные и положительные формы в рельефе фундамента. Формирование этих структур происходило тем же путем, что и формирование более крупных структур, они имеют смешанное седиментационно-тектоническое происхождение, которое проявилось накоплением осадков большей мощности в депрессиях и меньшей — на положительных формах рельефа фундамента. Подтверждением роли тектонических процессов при формировании структур покрова является отсутствие в сводовых частях положительных структур наиболее древних пород, слагающих крылья, а также изогнутость слоев в сводовой части этих структур.

Тектонические движения, преимущественно, положительного знака продолжались в плейстоцене и голоцене. Они фиксируются неравновесными участками и цокольными террасами в современных речных долинах и развитием овражной сети в области многих структур положительного знака.

Складчатые структуры появляются во всей толще покрова, включая верхнеолигоценовые континентальные отложения. Вышележащие миоценовые, плиоценовые и четвертичные отложения в большинстве случаев залегают горизонтально. Однако и в этих породах иногда наблюдаются пологие структуры, в одних случаях гармоничные со структурами нижележащих толщ, в других — дисгармоничные.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА УРАЛА

Состав, характер, мощность и условия залегания мезозойских и кайнозойских отложений показывают, что после палеозоя Урал испытал несколько эпох относительного покоя и пенепленизации, прерываемых эпохами оживления тектонических движений в виде поднятий и опусканий, нередко по разломам, а в неогене и антропогене (четвертичном периоде) претерпел существенную перестройку рельефа под влиянием тектонических и климатических факторов и имел общую тенденцию к поднятию. При этом современные формы рельефа то наследуют древние структуры, то имеет место инверсия рельефа, наиболее отчетливо наблюдаемая на западном склоне Урала.

Новейший этап тектонического развития Урала существенно сказался и сказывается на формировании и изменении не только рельефа и соответствующих отложений, но и месторождений полезных ископаемых, что и привлекает к вопросу новейшей тектоники особое внимание. Кроме того, чрезвычайно важно знать поведение земной коры и для целей разнообразного строительства.

Анализ фактического материала и опыт предыдущих исследований позволяют выдвинуть ряд положений, определяющих характер неотектонического развития Урала. Некоторые из этих положений являются достаточно убедительными, другие — обоснованы ограниченным количеством фактов, третьи — в значительной степени являются предположительными.

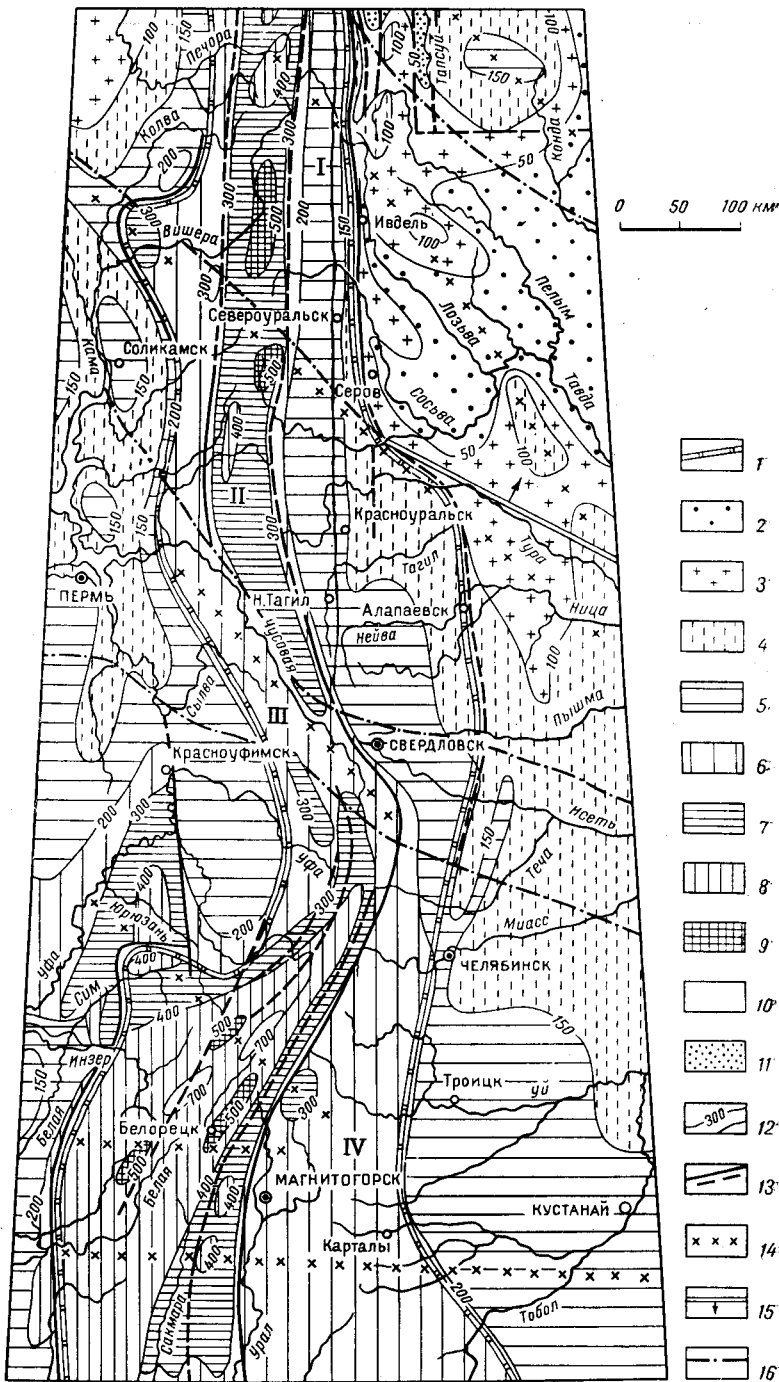


Рис. 33. Схема новейшей тектоники Урала (составил В. П. Трифонов)

1 — граница между орогенетической областью Урала и Русской платформой (на западе) и Западно-Сибирской плитой (на востоке); 2–10 — участки новейших поднятий с амплитудами: (2 — от 0 до 50, 3 — от 50 до 100, 4 — от 100 до 150, 5 — от 150 до 200, 6 — от 200 до 300, 7 — от 300 до 400, 8 — от 400 до 500, 9 — от 500 до 700, 10 — свыше 700 м); 11 — участки новейших опусканий с амплитудами от 0 до 50 м и более; 12 — изобазы новейших поднятий и опусканий; 13 — новейшие или омоложенные тектонические разрывы (установленные и предполагаемые); 14 — флексуры; 15 — оси поперечных (секущих) структур; 16 — границы главнейших сквозных (секущих) структур (I — Печорско-Сосвинской; II — Соликамско-Ирбитской; III — Чусовско-Исетской; IV — Белорецко-Кустанайской)

ВОЗРАСТНЫЕ ГРАНИЦЫ И ХАРАКТЕР НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ

В результате большого числа геолого-геоморфологических исследований в горной части Урала и на его склонах установлено 6—8 речных террас. Наиболее высокие из них расположены на 50—150 м выше уровня современных пойм, причем они отчетливо приурочены к зонам развития или пересечения реками уральских меридиональных депрессий. Возраст этих террас определяется как миоценовый и олигоценый (Башенина, 1948; Вахрушев, 1940; Никифорова, 1948; Сигов, 1948а, б; Шукина, 1948а, б; Яншин, 1948). Следует указать, что им приписывается и мезозойский возраст (Борисевич, 1948, 1954), но это представление не разделяется большинством уральских геологов и геоморфологов.

Почти аналогичная картина наблюдается и в Зауралье, на широких пространствах которого распространены осадки верхнеолигоценовой континентальной наурзумской свиты, а также аральской и кустанайской неогеновых свит. Отложения этих свит отчленены более или менее глубоким врезом от комплекса четвертичных террас в долинах рек современной гидрографической сети (Н. Б. Малютин, А. П. Сигов).

Сложнее в Предуралье. Там особое положение занимают кинельские и ачкагыльские верхнеплиоценовые морские отложения. Они ингрессивно залегают в переуглубленных участках речных долин, будучи перекрыты толщей более молодых континентальных образований или вместе с последними приподняты над поймами рек и слагают их высокие террасы (Варламов, 1960; Миртова, 1941; Рождественский, 1960; Яхимович, 1957).

Все вышеизложенное дает полное основание говорить о существенной активизации тектонических движений на Урале в неогене и в начале четвертичного периода с общей тенденцией к поднятиям, что давно подмечено всеми перечисленными исследователями. Эти движения привели к существенной перестройке более древней меридиональной гидрографической сети Урала, получившей преобладающее широтное направление, а также к отчленению олигоценых и миоценовых аллювиальных (и иных) отложений от более молодых, нередко с формированием двух комплексов террасовых образований.

Это позволяет для Урала, за начало новейшего тектонического этапа принять неоген, как принято для всей территории СССР. Однако некоторые авторы (Герасимов, 1952, отчасти Трифонов 1960) указывают на целесообразность некоторого понижения границы этапа до начала середины верхнего олигоцена. Основанием для этого являются, в частности, наблюдения в Северном Зауралье, где отмечены смятые в складки эоценовые и олигоценые отложения. Однако местами верхи олигоцена залегают согласно с неогеновыми и четвертичными отложениями, что указывает на позднеолигоценый возраст дислокаций.

Общей тенденцией тектонического развития Урала и его обрамления, во второй половине кайнозойской эры, являются поднятия. Они начались еще в олигоцене, обусловив регрессию палеогеновых морей, но более отчетливо проявились в неогене. Поднятия имели колебательно-волновой характер и сменялись эпохами региональных или локальных опусканий, когда существенно менялся режим седиментации и накапливались мощные серии не только континентальных, но и морских осадков (Баренцева, Карского и Каспийского морей).

Некоторые исследователи (Введенская, 1960; Сигов, 1960 и др.), признавая прерывистый характер новейших движений, объясняют увеличенную местами мощность новейших рыхлых отложений и осо-

бенности рельефа Урала не только и не столько тектоникой, сколько климатическими условиями, в том числе и изменениями уровня морей в ледниковые и межледниковые века. Но, допуская существенную роль климата и колебаний главных базисов эрозии в размывающей и аккумулялирующей деятельности водных потоков, только этими причинами нельзя объяснить все особенности рельефа Урала, а также условия залегания и состава его кайнозойских отложений.

В определении характера новейших тектонических движений Урала существует несколько точек зрения. Часть авторов (Варсанофьева, 1932, 1954; Борисевич, 1948, 1954) отмечают лишь общий сводовый характер новейших поднятий горной страны в целом и отрицают наличие дифференциальных подвижек, особенно в горной части. Другие исследователи (И. И. Краснов, Н. И. Николаев, В. Е. Хаин и Е. Е. Милановский) относят Урал к слабо подвижным омоложенным горным странам, современный низкогорный рельеф которых сформирован неоген-антропогенными слабо дифференцированными сводово-глыбовыми поднятиями, обычно согласованными с древними структурными элементами. При этом новейшие поднятия, в виде одного или нескольких пологих сводов и сопряженных с ними неглубоких прогибов, послужили основным фактором формирования современного рельефа Урала.

Эти последние представления были восприняты и развиты В. П. Трифоновым в составленной им схеме неотектоники Урала и получили отражение в ряде его статей (1960, 1961).

Полевые исследования последних лет, проведенные Уральским геологическим управлением и Горно-геологическим институтом Башкирского филиала АН СССР, вносят некоторые коррективы в указанную схему, особенно в части сокращения большого числа дифференцированных подвижек новейшего времени в горных зонах Урала, а также уточнения амплитуд новейших поднятий.

Общий сводовый характер новейших поднятий Уральского хребта, выявленный В. А. Варсанофьевой еще в 1932 году, отчетливо вскрывается при анализе совмещенных поперечных (субширотных) гипсометрических профилей через Урал, а также и продольных профилей по террасам наиболее крупных рек на обоих склонах хребта (Борисевич, 1954; Преображенский, 1948). Пологий и относительно плавный подъем склонов к главному водоразделу, вогнутые продольные профили долин с резко возрастающим уклоном к верховьям рек, усиление эрозионных процессов в этих участках и аккумуляции — в низовьях и пр. не вызывают сомнения в сводовых поднятиях. Возможно, что оси сводов испытывали миграцию во времени и пространстве, что подмечено А. А. Малаховым (1956) для центральной части Южного Урала.

Изучение результатов повторных нивелировок по линиям уральских железных дорог за период с 1904—1914 по 1939—1950 годы показывает, что и в современную эпоху центральные части хребта испытывают своеобразное «вздутие» (Г. В. Вахрушев, В. П. Трифонов).

Отмеченные сводовые поднятия Урала имеют более сложный сводово-блоковый (сводово-глыбовый) характер по зонам как относительно молодых, так и омоложенных древних разломов, причем поднятия центральных блоков по своим амплитудам больше, чем периферические.

Как отмечено выше, Д. В. Борисевич и В. А. Варсанофьева отрицают блоковые новейшие движения на Урале, допуская исключение для Зауралья.

К выводу об отсутствии новейших дифференциальных движений регионального характера среди основных структурных элементов запад-

ного склона Урала и Приуралья приходит и А. П. Рождественский (1959). Он считает, что в это время Русская платформа, Предуральский краевой прогиб и геосинклинальная область складчатого Урала вели себя как единое целое, как консолидированные спаянные элементы. Вместе с тем А. П. Рождественский признает наличие локальных дифференциальных движений, проявляющихся унаследованно внутри крупных тектонических элементов по зонам более мелких структур, имеющих однако древнее заложение. Такие движения, отражающиеся в рельефе, мощности и в составе новейших отложений, характерны для всего Урала и отмечаются многими его исследователями.

Однако существование дифференциальных региональных движений подтверждается следующими данными (Варсанофьева, 1932; Наливкин, 1943; Крашенинников, 1927; Герасимов, 1948).

Прежде всего привлекают внимание уступы, отделяющие область Центрально-Уральского поднятия, почти на всем его протяжении, от предгорьев западного и восточного склонов. При относительной высоте 400—800 м и более они характеризуются прямолинейностью. В их зонах отмечается резкая неравномерность продольных профилей рек, их порожистость или валунчатость и нередко формирование цокольных пойм. К ним примыкают впадины с повышенной мощностью озерно-болотных отложений или равнинные участки, покрытые выносами пролювиального облика. Все эти признаки, а главное деформация отдельных террасовых уровней, несомненно указывают на тектонический характер уступов, приуроченных к разрывам древнего заложения, но омоложенным в новейшее время с величиной послеверхнеолигоценовых подвижек по ним от 20—55 до 100 м, редко больше.

Точно так же отчетливо проявляется тектонический уступ, отделяющий Урал от Западной Сибири. На Северном Урале, где он особенно заметен, уступ носит название «Лозьвинский надвиг» и прослеживается более 350 км к северу от г. Ивдель в бассейне р. Северной Сосвы и не менее 150 км к югу от него. В современном рельефе уступ имеет высоту от нескольких десятков до 130—150 м. У его подножия отмечается, маскирующая амплитуду тектонической подвижки, повышенная мощность кайнозойских отложений, в том числе неогеновых и четвертичных до 100—200 м. Последние частью деформированы, частью налегают с разрывом на сильно смятые, иногда опрокинутые палеоценовые и эоценовые морские осадки, что определяет возраст разрыва как послезоценовый (Ампилогов, 1956; Архангельский, 1953; Лидер, 1960; Ренгартен, 1948 и др.).

Аналогичный характер имеют уступы в рельефе на западном склоне Урала и в Предуралье. Один из них совпадает с зоной Каратауско-Ашинского надвига и отделяет собственно Урал от Предуральского краевого прогиба, другой — ограничивает с востока Уфимское плато и отчленяет его от Юрюзано-Сылвенской депрессии. Приуроченность отмеченных уступов к зонам активных новейших подвижек с амплитудами смещений от 50 до 100 м и более не вызывает сомнения. Это подтверждается различным высотным положением верхнеолигоценового аллювия на разных крыльях выделенных тектонических разрывов, деформацией уровней высоких террас рек Уфы и Юрюзани и другими признаками (Чочиа, 1950б; Краснов, 1950; Рождественский, 1959, 1960; Сигов, 1948б и др.).

Есть много оснований считать, что кроме отмеченных разрывов, по которым имели место крупные блоковые перемещения, в общем сводовом поднятии Урала имеется большое число молодых или омоложенных локальных разрывов с относительно небольшими перемеще-

ниями по ним. Они отмечены в Предуралье и Зауралье и будут описаны ниже при характеристике неотектоники отдельных районов Урала.

Гидрогеологические исследования последних лет отчетливо подтверждают активизацию отмеченных выше тектонических разрывов. Они характеризуются сильной водообильностью, наличием слабостермальных источников с постоянной среднегодовой температурой от $+20$ до $+40^\circ$, повышенной радиоактивностью, явлениями проседания в образовавшиеся трещины неогеновых красноцветов, а также существованием вне карстовых областей открытых трещин, которые нередко отмечались провалом бурового инструмента на глубину в несколько десятков метров (Буданов, 1957 и др.).

Омоложденные продольные разрывы в зонах Урал-Тау и Зилаирского синклинория имеют, по-видимому, меньшее развитие, чем это показано на рис. 33 (Трифонов, 1960). Вместе с тем, имеются некоторые основания считать, что такие разрывы, предположительно показанные на склонах хребтов Зигальга и Иремель, скрыты под мощными толщами отложений и еще не выявлены наблюдениями.

Несмотря на слабую выраженность на Урале дифференциальных движений регионального характера, во многих местах, в особенности в Предуралье и Зауралье, отмечаются локальные структуры, иногда довольно значительных размеров, при этом имеются данные, указывающие на длительные движения, иногда со сменой знака.

В геологической литературе имеется много указаний на более активные поднятия областей старых положительных структур (антиклинальных хребтов или валов) по сравнению со смежными областями синклинальных понижений или впадин, причем иногда отмечается не только отставание последних в общем поднятии Урала, но и некоторое их прогибание.

Так, например, весьма характерны искажения продольных профилей речных террас: в долинах Исети, Пышмы и других рек при пересечении ими Салдинско-Верхисетского и Камышловского мегантиклинорий (Сигов, 1948а, б), а также локального Лучинкинского поднятия (С. С. Коржув); в долине р. Урал при пересечении ею Баймакского и Ямского прогибов, а также хребтов Ирэндик и Урал-Тау (В. И. Елисеев); на притоках р. Урал в зоне Урал-Тау и Магнитогорского мегасинклинория (Малахов, 1956); на реках в Колво-Вишерском районе (Чочиа, 1955); на многих реках Среднего и Южного Предуралья, пересекающих платформенные валы (Варламов, 1960; Лунев, 1959; Рождественский, 1957, 1959); на реках Миасс и Теча при пересечении Колчедано-Коркинского вала (Филькин, 1961) и во многих других местах. Однако все деформации не выходят за пределы единиц метров или первых десятков метров.

На значительные и иногда длительные погружения регионального, но большей частью локального развития указывают: повышенная до 100—200 м и более мощность кинельских, акчагыльских и четвертичных отложений в Камской и Бельской депрессиях и в нижней части долины р. Уфы (Варламов, 1960; Вахрушев, 1940; Миртова, 1941; Краснов, 1948; Соколов, 1948); увеличенная мощность новейших отложений (150—200 м и более), с несколькими горизонтами погребенных почв и пластами бурого угля в ряде депрессий Южного Предуралья (Хоментовский, 1953; Яхимович, 1957); морфологически выраженные и характеризующиеся повышенной мощностью (50—150 м) неоген-четвертичных отложений Приуральская и Ляпин-Тапсуйская впадины в бассейне р. Северной Сосьвы, а также Обская впадина к северу и югу от г. Березова (Лидер, 1960 и др.); существование довольно крупного

(700 км²) верхнеплиоценово-нижнечетвертичного озерного водоема в пределах Баймакского прогиба (А. Л. Яншин) и пр.

Значительно труднее выявляются участки с повышенной мощностью отложений в горной части Урала, которые свидетельствовали бы о прогибании днищ впадин в неогене и четвертичном периоде. Однако некоторые признаки тектонических движений с отрицательными знаками в ряде мест устанавливаются с несомненностью. К числу таких относятся повышенная мощность речного аллювия и озерных отложений (35—45 м и даже 90 м) несомненно кайнозойского возраста, наложенных с размывом на угленосные мезозойские отложения в Богословско-Веселовской и Волчанской депрессиях. Равным образом обращает на себя внимание повышенная (10—20 м) мощность озерно-аллювиальных отложений в ряде впадин, примыкающих к отмеченным выше тектоническим уступам на Северном и Среднем Урале.

Некоторые исследователи (С. С. Шульц и др.) считают, что отмеченные выше особенности рельефа Урала обусловлены проявлением новейшего складкообразования. В результате этого возник грядовый рельеф, состоящий из поднятий и впадин, обычно занятых речными долинами.

Недостаточно изученным является вопрос о характере проявления волновых движений или о «покоробливании» отдельных поверхностей (Герасимов, 1948). Однако имеется достаточно оснований говорить о наличии продольных и поперечных «волн» поднятий и прогибов по отношению к более древним варисским структурам Урала.

Еще со времен А. П. Карпинского внимание геологов и географов привлекало значительное снижение гипсометрических отметок на Среднем Урале по сравнению с его северной и южной частями. Объяснение этому феномену давалось с различных точек зрения, а за последние годы эти особенности Урала стали связывать с секущими его широтными и диагональными дислокациями, унаследованно развивающимися в новейший тектонический этап.

Особенно много таких тектонических зон выделяют башкирские геологи. Такими зонами они объясняют новейшие поднятия Белебеевского плато и Общего Сырта на 300—500 м, по сравнению с окружающими впадинами, а также особенность рельефа западного склона и центральной части Южного Урала (Преображенский, 1948; Яхимович, 1957 и др.). Ряд осей новейших поднятий в горных зонах Южного Урала на своей тектонической схеме показывает И. И. Краснов (1950). В целом эту область Д. В. Борисевич (1954) рассматривает как плоское сводовое послееорское поднятие Волго-Уральской антеклизы, выделенной в 1945 году Н. С. Шатским. Этим поднятием, в частности, объясняется более высокое, на 150—200 м, залегание морских палеогеновых осадков на восточном склоне Южного Урала по сравнению с Северным Уралом. Его естественным продолжением к востоку считается «Кустанайский вал», поднятия которого определили мощности и фации отложений верхнего мезозоя и кайнозоя и, прорезая который, раннечетвертичная р. Убаган переуглубила свою долину на 60—80 м (Сигов, 1958). Все эти данные были обобщены и развиты на первой опубликованной схеме новейшей тектоники Урала (Трифонов, 1960).

За последние годы было проведено много геофизических исследований в Предуралье и Зауралье (Н. И. Халевин, Д. В. Дорофеев), которые показывают, что особенности строения и рельефа не только их, а также и горного Урала, зависят от глубинных структур, в особенности от движений отдельных блоков нижнего структурного яруса (фундамента), которые секут основные палеозойские структуры.

Следует отметить, что вопрос о различном простирании разновозрастных структур на Урале и об их несоответствии преобладающему позднегерцинскому меридиональному направлению неоднократно ставился рядом геологов (И. И. Горский, А. А. Малахов и др.).

Есть основание считать, что особенности рельефа Урала, распределение новейших отложений, а также региональных и локальных новейших структур, обусловлены различной степенью унаследованности или омоложения древних структур. Так, например, на Северном и Среднем Урале, при его общем меридиональном направлении, выявляются северо-западные зоны волн новейших активных поднятий — Тельпос-Люлинворская и Тиманско-Кытлымская, а также зона замедленных поднятий — Чусовская, обусловившая относительно низкое гипсометрическое положение этой части Среднего Урала и сохранность древних кор выветривания.

На Южном Урале и прилегающих частях Приуралья и Зауралья сочетаются общерегионально северо-восточное направление с секущими северо-западными и широтными, определяющими характер рельефа, распределение осадков и сохранность древних кор выветривания. Так, вместе с Г. В. Вахрушевым (1959) можно выделить следующие зоны поднятий: Ашинскую и Среднебельскую, которые, сочетаясь на восточном склоне Урала, образуют Куйбас-Краснинское поднятие; Общесыртовскую, на продолжении которой выявляется Ершовское поднятие и Сакмаро-Уральскую. Зонами относительных понижений являются: Нязепетровская, Инзерская, Нугушская и Икско-Юшатырская, в пределах которой расположена Баймакская впадина.

В Северном Зауралье сочетаются меридиональные и северо-западные направления, реже северо-восточные, определившие новейшие структуры этого района.

В Среднем Зауралье нечетки широтные и северо-западные направления, но отчетливо развиты меридиональные структуры и северо-восточные, отмеченные В. П. Ренгартеном (1948) и другими исследователями.

Регионального развития новейших складчатых движений на Урале не установлено и их очевидно нет. Однако местные смятия кайнозойских отложений отмечались неоднократно и во многих местах Предуралья и Зауралья. Так, А. Л. Яншин (1948) указывает на дислоцированность террасовых отложений р. Урала близ ее выхода в область распространения пермских отложений. Значительные смятия и разрывы с образованием ядер протыкания наблюдались в Бабаевской впадине на междуречье Сакмары и Белой и в других местах Предуралья (Хоментовский, 1953; Яхимович, 1957), а также в Челябинском грабене (Кондрашев, 1958). Многими исследователями отмечалось нарушенное залегание всего комплекса четвертичных аллювиальных отложений на правом берегу р. Лозьвы близ пос. Пристань (Ренгартен, 1948; Трифонов, 1961; Ястребов, 1951). Такие же нарушения с явлениями смятий покровных отложений, включая моренные, наблюдались в ряде мест Северного Зауралья (Лидер, 1960, и др.). Отчетливые складки видны и в стенках Коркинского бурогоугольного карьера; в его юго-западной части в ядрах антиклинальных складок, высотой до 6—8 м, залегают палеоценовые отложения талицкой свиты (?) и эоценовые — серовской свиты, а мульды заполнены также смятыми в складки среднечетвертичными осадками (по определениям Л. Е. Стороженко).

Происхождение отмеченных нарушений весьма различно. Часть их несомненно приурочена к области развития соляной и гипсовой тектоники в Предуралье, другие обусловлены гляциодислокациями в Зауралье, еще в должной мере не изученными, но очень многие смя-

тия приурочены к зонам молодых и омоложенных разрывов и связаны со смещениями по ним, иногда оползневого характера. Наконец, не исключена возможность, что некоторые из складок рыхлого покрова в Зауралье обусловлены изменением консистенции (разбуханием) пород отдельных слоев нижних горизонтов мезо-кайнозойских отложений.

ОСОБЕННОСТИ НЕОТЕКТОНИКИ ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Изучение новейшей тектоники на Урале за последние годы, как ранее отмечалось, позволяет внести уточнения в порайонные схемы Башкирии и Урала (Рождественский, 1960; Трифонов, 1960), а также в карту новейшей тектоники СССР масштаба 1 : 5 000 000, составленную в 1959 г. под общей редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца. Эти уточнения касаются попыток провести неотектоническое районирование, более надежно обосновать характер и амплитуды движений, а также наиболее существенные новейшие структуры.

Для определения амплитуд новейших движений было использовано несколько методов: 1) сопоставление мощностей неоген-четвертичных отложений и их современного гипсометрического положения по отношению к уровню океана, который условно принят равным его уровню в конце олигоцена (по Н. И. Николаеву); 2) анализ величины современного вреза речных долин с учетом данных о мощности, возрасте и фациях новейших отложений; этот метод довольно надежен для равнинных и слабо всхолмленных территорий; 3) анализ высотного положения комплекса речных террас по отношению к руслам и поймам рек, преимущественно для равнинных областей Предуралья и Зауралья; при этом учитывалось, что современная гидрографическая сеть была заложена в основном не позже олигоцена; 4) сопоставление современного положения продольных профилей речных террас с реставрированным продольным профилем олигоценых артерий, главным базисом которых был принят уровень Северного Ледовитого океана; этот метод применен для горных зон; 5) анализ данных о неравновесных участках речных долин, о деформациях террасовых уровней и пр., использованный для суждения о локальных структурах, о наличии разрывных нарушений и пр.

Кроме того, проведено некоторое сопоставление выделенных новейших структур с более древними в отношении унаследованности и анализ их современного гипсометрического положения. При этом величина денудации за неоген-четвертичное время не была учтена.

На основании всего вышеизложенного были составлены: схема новейшей тектоники Урала и примыкающих к нему территорий в пределах 52° и 64° с. ш. (см. рис. 33) и схема неотектонического районирования тех же регионов (рис. 34). На этих схемах показаны основные неотектонические области, региональные и наиболее крупные локальные новейшие структуры, амплитуды новейших вертикальных движений, разграничены области поднятий и опусканий, характеризующиеся повышенной мощностью неоген-четвертичных осадков, выделены установленные и предполагаемые крупные тектонические разрывы новейшие и унаследованные и пр.

По современному состоянию изученности региона в зависимости от направленности, характера и режима новейших тектонических движений можно выделить три смежных области, развивающиеся совместно на платформенном основании (допалеозойском и палеозойском) и испытывающие преобладающее поднятие: 1) восточная окраина Рус-

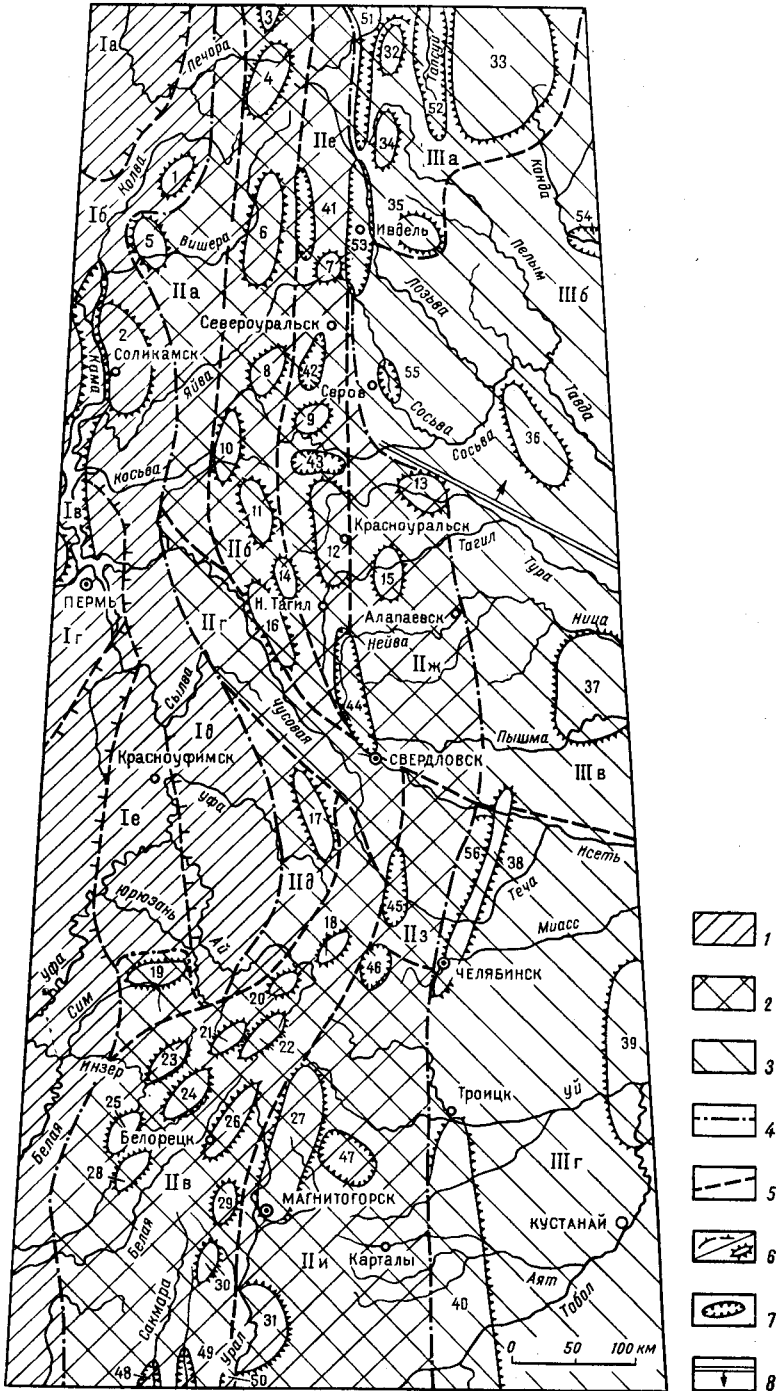


Рис. 34. Схема неотектонического районирования Урала (составил В. П. Трифонов с использованием материалов Н. Н. Будановой, А. П. Сигова, В. А. Сигова, Л. Е. Сто-роженко и др.)

Основные неотектонические области: 1 — восточная окраина Русской платформы (Приуралье); 2 — Урал; 3 — западная окраина Западно-Сибирской плиты (Зауралье); 4 — границы неотектонических областей; 5 — границы неотектонических районов; 6 — локальные поднятия; 7 — локальные опускания (прогибы, впадины); 8 — флексуры. **Новейшие региональные структуры (неотектонические районы):** Ia — Усть-Былъская впадина; Ib — склоны впадины; Ic — Верх-Камская впадина; Id — Пермское поднятие; Ie — Юрюзано-Вишерское понижение; Ie — Уфимское поднятие; IIa — Западно-Ураль-

ской плиты (Предуралье); 2) Урал — область слабого платформенного горообразования и 3) Приуральская часть Западно-Сибирской плиты (Восточное Зауралье).

Предуралье

Эта область расположена в пределах древней Восточно-Европейской платформы, охватывая восточную окраину Русской плиты, а также и Предуральский краевой прогиб. Она хорошо изучена в пределах Башкирии и слабо освещена неотектоническими исследованиями севернее — на территории Пермской области и Коми АССР.

Южная часть области представляет северный склон новейшей Волго-Уральской антеклизы (по Н. И. Николаеву, 1962).

Новейшая тектоника характеризуется некоторой дифференцированностью движений, неоднократной сменой их знака в неогене и общим поднятием в конце неогена и четвертичном периоде. Характерна некоторая унаследованность древних структурных элементов, главным образом кристаллического фундамента платформы. Районам развития положительных структур (Башкирский и Камский своды) отвечают положительные новейшие движения, формирующие в рельефе возвышенности (Уфимское поднятие, Пермское поднятие и пр.).

Отрицательным структурным элементам (Предуральский краевой прогиб и др.) отвечают менее интенсивные положительные движения и образование понижений в рельефе, иногда с накоплением мощных толщ неоген-четвертичных отложений [Усть-Ыльчская впадина, заполненная ледниковыми и межледниковыми отложениями и Верхне-Камская впадина и ее продолжение в низовьях Колвы и Вишеры, с мощной толщей (до 150 м) неогеновых озерно-аллювиальных осадков].

Суммарная величина поднятий большинства структур от 100 до 200 м и как исключение 300—350 м (Уфимское поднятие). Последнее спокойно снижается на запад, а на востоке отчленено новейшим тектоническим разрывом (?) с амплитудой 60—150 м от смежного Юрюзанско-Сылвенского (Юрюзанско-Вишерского) понижения.

Местами наблюдается унаследованность и более мелких древних структур — валов среди пород пермского возраста. По данным Б. С. Лунева (1960), валы, пересекающие Верхне-Камскую впадину, испытывают активные новейшие поднятия, что отражается в мощности и литологии пойменных и террасовых отложений р. Камы и ее притоков, а также местным увеличением эрозионного вреза устьевых зон притоков р. Камы близ г. Перми.

ская ступень; П16—Северо-Уральский свод; П1в—Южно-Уральский свод; Пг—Чусовское понижение; Пд—Верхнеуфимская ступень; Пе—Восточноуральская ступень; Пж—Туринский выступ. Пз—Сысертский выступ; Пи—Урало-Тобольский выступ; П1а—Северо-Сосьвинское поднятие; П1б—Кондинский «массив»; П1в—Ирбитское поднятие; П1г—Кустанайское поднятие. **Новейшие локальные структуры. Поднятия:** 1—Немыльское; 2—Соликамское; 3—Кожимское; 4—Отортенское; 5—Полудовское; 6—Кваркуш-Чувальское; 7—Кондинское; 8—Кытлымское; 9—Лобвинское; 10—Басегское; 11—Коллаковское; 12—Верхнеуруинское; 13—Верхотурское; 14—Баранчинское; 15—Медведевское; 16—Сулемское; 17—Сабарское; 18—Таганайское; 19—Каратауское; 20—Уреньгинское; 21—Зигальгинское; 22—Иремельское; 23—Карязы; 24—Ямантауское; 25—Зильмердакское; 26—Уралтауское; 27—Краснинское; 28—Баштауское; 29—Крыты; 30—Ирдиньское; 31—Ершовское; 32—Нижнепеплинское; 33—Лилинсаевское; 34—Верхнепелимское; 35—Понильское; 36—Андрюшинское; 37—Ирбитское; 38—Колчедано-Коржинское; 39—Зверниноголовское; 40—Троицк-Джетыгаринское. **Впадины:** 41—Шегультанская; 42—Карпинская; 43—Лялинская; 44—Нейвинская; 45—Каслинская; 46—Чебаркульская; 47—Балканская; 48—Сакмарская; 49—Баймакская; 50—Орская; 51—Няяская; 52—Ляпин-Тапсуйская; 53—Ивдельская; 54—Леушинская; 55—Урайская; 56—Сугояк-

ская

Урал

Этот регион состоит из двух подобластей: Осевой или Горной части Урала и Западного Зауралья. Они объединены в одну область вследствие сходства геологического строения — выхода докембрийского и палеозойского складчатого основания на дневную поверхность. Однако характер и режим новейших движений в них имел существенное различие.

Если Горный Урал в течение всего неотектонического этапа отличается устойчивыми слабо дифференцированными сводовыми поднятиями, в результате чего превратился в горную страну, то Западное Зауралье в основном испытало небольшой косої подъем, что способствовало развитию равнинно-холмистого рельефа.

Горный Урал. Эта подобласть характеризуется проявлением новейших горообразовательных движений, наложившихся на остаточный эрозионно-денудационный доолигоценый рельеф. Она представляет почти меридиональный плоский свод с падением крыльев от $1,5^\circ$ до $3,5^\circ$. Ее центральная осевая часть более приподнята и усложнена рядом локальных поднятий, обусловленных наложением «волн» широтного и северо-западного направлений.

Амплитуды новейших поднятий возрастают от 180—200 м на периферии до 500—700 м в осевой части, причем характерен резкий перегиб (понижение амплитуд до 200—250 м) на широте Свердловска, что способствовало пропиливанью р. Чусовой водораздельного хребта Урала.

Центральная, собственно горная часть отчленена от западных и восточных предгорьев зонами омоложенных разломов, выраженных в рельефе уступами. Такими же разломами, обычно также выраженными в рельефе, Урал отчленяется от Русской и Западно-Сибирской плит. Новейшие подвижки по разломам невелики, достигая 40—60 м, реже 100 м и более.

Новейшие поднятия определяют орографический облик Урала и в большинстве своем наследуют варисские структуры, причем антиклинориям и антиклиналям соответствуют положительные новейшие структуры и хребты, в зонах же синклинориев и синклиналей амплитуды поднятий меньше, и там обычно развиты новейшие впадины, а также понижения в рельефе. Однако отмечаются и инверсии, т. е. обратный рельеф за счет выходов более устойчивых к выветриванию пород (кварциты, интрузивные образования).

Кроме региональных структур — поднятий Северного и Южного Урала и др., выделяется большое число локальных структур, приуроченных к осевым частям Урала, в виде поднятий, выступающих на 100—300 м над общим сводом (в исчислении амплитуд новейших движений) с севера на юг: Тельпосское, Сумах-Ньерское, Поясового Камня, Денежкинское, Кытлымское, Басегское, Сулемское, Таганай-Уренгинское, Авалякское, Зигальгинское, Ямантауское, Зильмердакское и др.

В западных предгорьях, еще недостаточно неотектонически изученных, следует выделить несколько локальных поднятий — Полюдовское, Акчимское, Бардымское и пр. На восточном склоне, особенно вблизи границы с уступом от Центрального Урала, установлено большое число локальных структур; среди них поднятия — Лобвинское и Верхне-туринское и впадины Шегультанская, Карпинская, Верхнеялинская. Большинство впадин возникло недавно, нередко в голоцене, однако южнее, за пределами рассматриваемой тектонической схемы, имеются и более древние впадины (Орская, Сакмарская и пр.) со значительной

мощностью плиоценовых отложений (данные И. П. Варламова, Яншин, 1948).

Западное Зауралье. Эта подобласть охватывает так называемый Зауральский пенеппен и представляет относительно плоскую слабо наклоненную на северо-восток и восток поверхность. Она вскрыта в новейшее время из-под морских палеогеновых осадков за счет небольших положительных движений.

Ее новейшее структурное положение не вполне ясно — ее можно считать как часть восточного склона Урала, но в свете проявлений неотектоники и резкого местами отчленения от горной его части ее можно принять и за своеобразный платформенный щит, выступающий над расположенной к востоку Западно-Сибирской плитой.

Границы этой подобласти наиболее отчетливы в ее средней части за счет расположения между двумя уступами в рельефе, обусловленными новейшими подвижками по омоложенным разломам — Свердловск-Сарбайскому и Каменск-Троицкому. Первый является границей с Центральным Уралом, а второй — с Западно-Сибирской плитой.

Амплитуды поднятий от 100—200 м в северной части, в пределах так называемого Туринского выступа, до 300 м в пределах Урало-Тобольского поднятия.

Среди локальных структур наиболее крупными и часто наследующими особенности древних региональных структур являются (с севера на юг): поднятия Верхотурское, Нижне-Салдинское, Куйбас-Краснинское, Ершовское и Джетыгаринское; впадины Нейвинская, Каслинская, Чебаркульская, Балканская. Возраст впадин очень молодой.

Восточное Зауралье

Эту область также можно назвать западной окраиной Западно-Сибирской новейшей мегасинеклизы (по С. С. Шульц). Она характеризуется, в основном, слабыми новейшими поднятиями, с амплитудами, возрастающими к югу, сменой знака движений, особенно в северной части, и образованием ряда плоских поднятий и впадин.

По характеру проявления неотектоники можно выделить два района: северный — Приобский и южный — Притобольский.

Приобье представляет западный склон Обь-Тазовской синеклизы и отделяется от Притоболья так называемой Каройской флексурой (по Н. И. Николаеву, 1962). Здесь отмечается существенная дифференцированность новейших движений, иногда захватывающих довольно значительную мощность послепалеозойских рыхлых платформенных отложений.

Этот район отделяется от Урала четким тектоническим уступом (разломом) и характеризуется наличием новейших поднятий и впадин, тектонических и эрозионных, нередко разграниченных унаследованными и новейшими разрывами меридиональных и северо-западных направлений при амплитудах смещений по ним от нескольких десятков до 100 м и более.

Наиболее заметные поднятия выявляются в бассейне р. Северной Сосьвы с амплитудами 100—200 м: группа Мансийских поднятий, Черногорско-Сартыньинское, Люлинворское, Посырьинское, Пониловское и пр. Их разделяют впадины с мощностью новейших отложений от 50—80 до 130—200 м: Приуральская, Верхнепелымская, Ляпин-Тапсуйская, Нижне-Сосьвинская и др.; некоторые участки этих впадин испытывают опускание и в современную эпоху — Няйская, Няксимвольская. Суммарный размах новейших движений достигает 300—400 м, т. е. равен преобладающим поднятиям горного Урала.

Некоторые исследователи (Кузин, 1960 и др.) особенности рельефа и формирование новейших структур объясняют характером новейших движений. По их представлениям в конце миоцена — начале плиоцена северная часть Западной Сибири испытала значительные поднятия. Это вызвало регрессию вод Карского моря, резкое понижение общего базиса эрозии и разработку реками глубоких и довольно узких долин. В последующем произошло замедление поднятий и некоторое опускание, что привело к нижнечетвертичной трансгрессии и заполнению долин-впадин в северных районах морскими, а в более южных — озерно-аллювиальными осадками.

К югу, в бассейнах рек Конды и Тавды, новейшие тектонические движения были резко ослаблены. Здесь преобладают поднятия с амплитудами до 50 м. Реже формируются локальные положительные структуры с поднятиями до 100 м (Андрюшинская). Вместе с тем отмечаются и неглубокие впадины (Урайская, Леушинская), прогиб некоторых из них усиливается в голоцене.

Притоболье охватывает значительную часть Тургайской впадины и представляет район более выдержанных поднятий с постепенным нарастанием их амплитуд к югу от 100 до 150 м и даже до 200 м в зоне «Кустанайского вала». При этом формируются довольно обширные локальные положительные структуры (Ирбитская, Звериноголовская, Троицко-Джетыгаринская и др.).

На схеме неотектонического районирования намечается существенное унаследование основных варисских, местами и каледонских структур Урала. Вместе с тем, рисунок изогипс (изолиний) на схеме новейшей тектоники указывает на более сложные сопряжения изучаемых регионов и унаследование при этом более древних структур (рифейских и дорифейских), секущих Урал, связывающих воедино эти регионы и проявляющихся в виде вышеописанных волн поднятий и прогибов. В соответствии с этим можно выделить следующие наиболее крупные структурные единицы, охватывающие Урал и сопредельные части Русской платформы и Западно-Сибирской плиты (с севера на юг): Северо-Уральский (Печорско-Сосьвинский) свод; Средне-Уральский (Соликамск-Ирбитский) свод; Чусовско-Исетское понижение; Южно-Уральский (Белорецк-Кустанайский) свод.

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Указания на голоценовые и современные движения земной коры на Урале и в смежных с ним регионах имеются почти в каждой геологической и физико-географической работе, но до сих пор не проведено их сколько-нибудь глубокого исследования. Исключение составляет Башкирия, где за последние годы в этом направлении выполнены значительные работы (Рождественский, 1960; Рождественский и Журенко, 1961). Отдельные специальные исследования также проводились в Предуралье и Зауралье Институтом географии АН СССР (Сетунская, 1961; Филькин, 1961).

Современная тектоника прежде всего проявляется в несколько повышенной сейсмической активности Среднего Урала, где на территории от Серова до Троицка и от Осы до Ирбита за период с 1693 по 1958 гг. отмечено 43 землетрясения, из них шестибальных — 2, пятибальных — 6, остальные — силой 3—4 балла; большинство землетрясений тектонические и лишь несколько обвальных. Однако некоторые исследователи, учитывая приуроченность многих эпицентров к зоне Уфимского амфитеатра, где широко распространены карстовые явле-

ния, считают землетрясения, в том числе и 5—6-балльные (29 июля 1956 г. и 13 сентября 1958 г.) — обвальными.

Кроме того, геологи и гидрогеологи во многих местах (Пым-Ва-Шор, Кожим, Колчим, Кодинка, Липовка и др.) отмечают теплые ключи, порой радиоактивные, сильную водоносность в зонах уступов, разделяющих неотектонические области (Лозьвинский и др.), что говорит об оживлении унаследованных разломов в современную эпоху и даже о возникновении новых. Последнее подтверждается анализом аэрофотосъемок на всем Урале, особенно у восточного подножия его главного поднятия. Там многие озера и заболоченные впадины к западу от г. Карпинска, близ Свердловска, Кыштыма и Миасса, заполненные голоценовыми отложениями, имеют резкие ограничения, что в совокупности с другими признаками не вызывает сомнения в приуроченности озер к блоковым опусканиям. Наконец, во многих местах на аэрофотоснимках (и в поле) отмечаются разрывы и смещения среди молодых речных террас. В качестве феномена также может быть приведен исследованный Н. Б. Малютиным в 1961 г. молодой разрыв среди палеогеновых отложений близ г. Ирбита, который повредил здание асфальтового склада и поглотил несколько тысяч тонн асфальта. Такие же повреждения зданий отмечаются в Березовом логу на г. Магнитной и в других местах.

Анализ материалов повторных нивелировок по линиям уральских железных дорог показывает, что центральные зоны Урала за последние 40—55 лет испытывают своеобразные поднятия от 1—2 мм/год на Среднем до 3—5 мм/год на Южном Урале. Одновременно довольно активно подымается южная часть Предуральяского прогиба (Рождественский, Журенко, 1963). Однако северная часть этого прогиба и зоны Зауралья, примыкающие с востока к горному Уралу, испытывают относительные опускания до 4—5 мм/год. Такие же опускания выявлены в Северном Зауралье в низовьях р. Пелым, по р. Конде и в других местах. Наоборот, Южное Зауралье на участке между Челябинском и Курганом поднимается. То же наблюдается и южнее, но интенсивность поднятий пока не установлена.

Если же обобщить данные по тектонике голоцена, т. е. по результатам движений земной коры на Урале за последние 10 тыс. лет, то она в основном повторяет общий план новейших тектонических структур. Лишь в Северном Зауралье намечаются отдельные инверсионные проявления — участки слабых плейстоценовых поднятий или стабильные тектонические участки начинают в голоцене интенсивно опускаться (Пелымский туман, Леушинский туман и др., В. П. Трифонов, 1963).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современное состояние изученности новейшей тектоники Урала и примыкающих к нему регионов позволяет сделать следующие обобщения:

1. Урал в новейшее время (в неогене и четвертичном периоде) развивается как слабо подвижная платформа.

2. Эта подвижность проявилась и проявляется в современную эпоху, в виде сводово-блоковых поднятий, местами слабо дифференцированных, обусловивших современный низкогорный и участками среднегорный рельеф центральных зон Урала. Амплитуды поднятий за новейший этап составляют от 200—300 до 500—700 м.

3. Предуралье и в особенности Северное Зауралье характеризуются дифференцированными движениями, обусловившими формиро-

вание новейших поднятий с амплитудами до 200—400 м и впадин с мощностью новейших отложений до 100—200 м.

4. Новейшие тектонические движения имели прерывисто-колебательный характер с наличием волн поднятий и опусканий, наиболее значительный в середине миоцена — начале плиоцена, в середине и конце плиоцена, в начале среднечетвертичного и позднечетвертичного веков. Эти движения запечатлены в различном гипсометрическом положении позднемезозойской и олигоценовой поверхностей континентальной денудации, деформациями уровней речных террас, различной мощностью новейших отложений.

5. Неотектоника оказала большое влияние на формирование и распределение гипергенных месторождений полезных ископаемых, в особенности россыпей, а также и подземных вод.

Дальнейшие исследования в области изучения новейшей тектоники Урала должны быть направлены на разрешение следующих вопросов:

а) уточнение типа и характера новейших движений в различных районах Урала и прилегающих областей и роли в этом колебательных, волновых и разрывных движений;

б) уточнение амплитуд движений и их ритм;

в) установление степени унаследованности в неотектонике древних и мезозойских складчатых и разрывных структур;

г) уточнение неотектонического районирования;

д) установление конкретной роли неотектоники в формировании и изменении месторождений полезных ископаемых и разработка на этой основе поисковых предпосылок и признаков.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Выше уже отмечалось, что в геотектоническом смысле Урал представляет собою геосинклинальную систему, развившуюся на древнем раннедокембрийском платформенном основании. Это основание образует Тараташский выступ на западном склоне Южного Урала, а также вскрыто несколькими глубокими буровыми скважинами в прилегающей к Уралу восточной части Русской платформы. Развитие Уральской геосинклинальной системы проходило сложным путем в течение длительного времени — от позднего докембрия до позднего палеозоя и частью (в области западного склона) до начала мезозоя. В названной системе выделяются образования древней позднедокембрийско-кембрийской и ордовикско-позднепалеозойской геосинклиналей. Структуры древней геосинклинали вскрыты и сравнительно детально изучены в центральной водораздельной зоне и прилегающих к ней частях западного склона. Они сформировались в результате развития геосинклинали и ее полной инверсии в кембрии в виде огромного Центрально-Уральского поднятия. В области восточного склона, структуры древней геосинклинали достоверно не известны. Положение структур Уральской ордовикско-позднепалеозойской геосинклинали во многом определено положением структур древней геосинклинали. Ее внутренние (эвгеосинклинальные) зоны располагались непосредственно к востоку от Центрально-Уральского поднятия в области современного восточного склона Урала и Зауралья, а внешние (миогеосинклинальные) зоны — в области центральной водораздельной зоны и западного склона. Формирование структур ордовикско-позднепалеозойской геосинклинали, в основном, завершилось в позднем палеозое. В течение мезозоя и кайнозоя Урал переживал этапы платформенного развития.

Весь ход тектонического развития описываемой части Уральского региона можно разделить на четыре крупных цикла или мегацикла:

раннедокембрийский (архейско-раннепротерозойский) — формирование доуральских структур древнего кристаллического фундамента (восточной части Русской платформы); полный цикл развития древней — позднепротерозойско-кембрийской Уральской геосинклинали; полный цикл развития ордовикско-позднепалеозойской (или в сокращенном определении просто палеозойской) Уральской геосинклинали; мезо-кайнозойский цикл платформенного развития Урала, Приуралья и Зауралья. В каждом из них, в свою очередь, можно выделить несколько этапов или малых циклов (для геосинклиналей — неполных циклов развития).

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЙ МЕГАЦИКЛ

Этот «доуральский» цикл относится к развитию и формированию древнего кристаллического фундамента Русской платформы, по-видимому, распространявшейся на область современного Урала и далее на восток от него. О ходе развития и формирования фундамента даже в самых общих чертах что-либо определенное говорить трудно, так как изучен он в Приуралье и на Урале очень слабо.

В Приуралье фундамент вскрыт лишь единичными скважинами, на Урале, по общему признанию, он образует Тараташский выступ. Сопоставление данных по этим скважинам и по Тараташскому выступу с данными о составе фундамента в других частях Русской платформы, в частности в области Татарского свода, дает основание считать, что фундамент сложен, в основном, гранитоидами, гнейсами, кварцитами (включая железистые кварциты), амфиболитами и другими кристаллическими сланцами. Эти данные дополняются данными геофизических исследований — магнитометрии, гравиметрии и сейсмометрии. Они показывают, что структуры древнего кристаллического фундамента имеют в Приуралье и западной части Урала на юге преимущественно северо-восточное простирание, в средней части — субширотное и на севере — преимущественно субмеридиональное и северо-северо-западное. Таким образом, собственно уральские структуры с их субмеридиональным простиранием в большей части рассматриваемой территории несогласно накладываются на структуры фундамента и пересекают их в значительной части почти под прямым углом.

Почти все исследователи, занимавшиеся в последнее время изучением строения кристаллического фундамента восточной части Русской платформы, приходят к выводу о существовании в этой части фундамента архейских массивов. Наиболее значительным из них является Волго-Уральский (Гафаров, 1963), восточная часть которого, возможно, обособляется в виде отдельного Башкирского массива (А. Я. Ярош и др.). Меньший по размерам Камский массив (А. Я. Ярош) выделяется к северу от Волго-Уральского. Условия и способы образования этих массивов остаются в сущности еще не выясненными, но, по-видимому, они формировались таким же путем, как Украинский, Балтийский и другие архейские массивы.

Однако, если судить по геофизическим данным, в составе древнего кристаллического фундамента восточной части Русской платформы и Урала находятся не только названные архейские существенно гранитовые и гнейсовые массивы. Магнитные аномалии субширотного и северо-восточного простирания, по-видимому, обусловлены зонами, существенно сложенными разными породами — гранитами и гнейсами, возникшими, видимо, за счет метаморфизма основных магматических (эффузивных и интрузивных) пород, амфиболитами, кварцитами, джеспилитами и другими кристаллическими сланцами. Представляется

вполне вероятным, что отмеченные архейские массивы являются выступами нижней части кристаллического фундамента, между которыми развиты более молодые — карельские структуры, сложенные перечисленными выше породами, обусловившими характер и разнообразие магнитного и гравитационного полей на востоке Русской платформы и в западной части Урала.

Представления о существовании карелид в составе древнего кристаллического фундамента в рассматриваемой его части было высказано ранее М. И. Гаранем (1938, 1946), Н. С. Шатским (1945) и другими исследователями. Эти представления в их главных элементах подтверждаются геофизическими исследованиями (Гафаров, 1959, 1963; Ярош, 1965 и др.), хотя данные этих исследований и вносят существенные изменения в расположение карелид против прежних представлений М. И. Гараня и Н. С. Шатского.

В Тараташском комплексе в последнее время М. И. Гарань также выделяет нижнюю и верхнюю части раннего докембрия (см. главу «Стратиграфия» в этом томе), причем склонен относить верхнюю часть этого комплекса к архею, рассматривая ее как образование ранних карелид. Вместе с тем нельзя исключить возможность принадлежности этой (верхней) части Тараташского комплекса к карелидам в целом и по возрасту — к раннему протерозою.

Так или иначе вся ассоциация пород верхней части древнего кристаллического фундамента платформы является в целом типичной для геосинклиналей. Соответственно можно представить, что формирование верхней части кристаллического фундамента происходило путем развития древних карельских подвижных поясов геосинклинального типа и консолидации их с еще более древними — архейскими (возможно, катархейскими) массивами в позднекарельские фазы тектогенеза.

В свете сказанного может быть следовало все тектоническое развитие и формирование древнего кристаллического фундамента платформы разделить на два мегацикла. Однако, ввиду малой степени изученности, в сущности нерешенности этого вопроса, условно оставлен пока один мегацикл.

Все структуры фундамента субширотного и северо-восточного простирания прослеживаются от восточной части Русской платформы через Предуральский прогиб, Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости и Центрально-Уральское поднятие до западной границы Тагильско-Магнитогорского прогиба. Далее на восток они не устанавливаются, из чего можно сделать вывод, что кристаллический фундамент в пределах восточного склона Урала и Зауралья, т. е. в области ордовикско-позднепротерозойской эвгеосинклинали, был переработан в ходе развития этой эвгеосинклинали и особенно в ходе общей инверсии ее в позднем палеозое.

Некоторые исследователи (А. А. Петренко, А. А. Пронин и др.) относят гнейсы и другие кристаллические сланцы, развитые в антиклинальных структурах восточного склона Урала, к раннедокембрийским образованиям, и рассматривают указанные структуры как выступы или реликты древнего кристаллического фундамента платформы. Оснований для такой датировки гнейсов восточного склона Урала очень мало. Имеется больше данных рассматривать их как породы, образовавшиеся за счет метаморфизма разновозрастных толщ палеозоя и, может быть, лишь только частью позднего докембрия. Надо при этом учитывать, что для Среднего Урала структуры древнего кристаллического фундамента, по данным геофизики, имеют широтные и субширотные простирания и с такими простираниями они подходят с запада к восточному склону Урала. Отмеченные же гнейсы и другие кристал-

лические сланцы имеют уральское меридиональное и субмеридиональное простирание, резко несогласное с простираниями структур фундамента. Вряд ли можно ожидать резкого изменения в простирании структур одного и того же структурного этажа через узкие пространства южной части Тагильского мегасинклиория.

В целом, если учесть, что раннедокембрийский фундамент в области уральской палеозойской эвгеосинклинали погребен под мощными толщами палеозоя и, по-видимому, позднего докембрия, а также глубокую (по данным геофизики) переработанность фундамента, то станет ясно, что о ходе формирования раннедокембрийского фундамента в области восточного склона Урала и Зауралья трудно судить даже в самых общих чертах. Можно только считать вероятным, что и в этой области древний фундамент развивался и формировался в то же время и примерно таким же путем, как в восточной части Русской платформы и западного склона Урала.

ПОЗНЕДОКЕМБРИЙСКО-КЕМБРИЙСКИЙ МЕГАЦИКЛ

Заведомо докембрийские и кембрийские отложения развиты в центральной водораздельной зоне и прилегающих к ней частях западного склона Урала, чему в принятом тектоническом районировании отвечает Центрально-Уральское поднятие. Соответственно к этой зоне Урала относится, в основном, приводимая ниже характеристика тектонического развития древней (доордовикской) уральской геосинклинали.

Согласно принятой Уральским стратиграфическим совещанием и утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) унифицированной схеме стратиграфии Урала, отложения бурзянской, юрматинской и каратауской серии Башкирского мегантиклиория, а также их возрастны аналоги в других частях Центрально-Уральского поднятия относятся по возрасту к позднему докембрию. При этом возникновение этой геосинклинали относится к началу бурзянского времени, т. е. к началу позднего докембрия — рифея или позднего протерозоя по прежнему делению. Относя к раннему докембрию архей и нижний протерозой прежнего деления, приходится встречаться с таким положением, что средний протерозой, выделяемый в ряде других регионов Союза, на Урале отсутствует.

Это положение базируется на отмеченной выше унифицированной схеме стратиграфии Урала, утвержденной МСК. Сущность его сводится к тому, что к концу раннего протерозоя в пределах уральского региона закончилось формирование карелид и превращение их в платформу, которая в среднем протерозое существовала как эпираннедокембрийская платформа и на которой в начале позднего протерозоя (в начале бурзянского времени) возник древний (доордовикский) уральский геосинклинальный прогиб. Это положение мы сохраняем и в данной характеристике тектонического развития Урала, хотя в последнее время М. И. Гарань высказал как возможное представление о раннепротерозойском возрасте отложений бурзянской серии и о среднепротерозойском возрасте юрматинской серии (что и изложено им при описании стратиграфии докембрия в настоящем томе).

В позднедокембрийско-кембрийском мегацикле тектонического развития можно выделить четыре этапа: бурзянский, юрматинский, каратауский и кембрийский.

Бурзянский этап

В начале позднего докембрия (позднего протерозоя) в айскую эпоху в области современного западного склона Южного Урала возник прогиб, в котором отложение терригенных осадков сопровождалось

относительно слабым вулканизмом — излиянием лав основного состава. В последующие саткинскую и бакальскую эпохи названный прогиб постепенно углублялся и расширялся, в нем происходило накопление карбонатных и терригенных осадков. В конце бакальской эпохи прогиб начал испытывать инверсию, которая, по-видимому, сопровождалась слабыми складчатыми движениями и разрывными дислокациями в отложениях бурзянской серии (айской, саткинской и бакальской свит). В результате этих движений образовалось Тараташско-Ямантауское поднятие, что явилось началом формирования всего Башкирского антиклинорного поднятия. По-видимому, к концу бакальской эпохи относится возникновение саткинского разлома в западной части Тараташско-Ямантауского поднятия и внедрение по этому разлому гранитов рапакиви, выход которых на современном денудационном срезе фиксируется небольшим Бердяушским массивом.

Говоря о прогибе, возникшем и развившемся в бурзянское время на месте современного Тараташско-Ямантауского антиклинория, следует заметить, что он образовался на платформенном основании, испытывавшем в этом месте значительное погружение (суммарная мощность отложений бурзянской серии составляет не менее 4 км). Этот прогиб в начале еще не был резко выраженным геосинклинальным. М. И. Гарань в последнее время стал рассматривать его как авлакоген, развившийся в условиях платформы, как грабенообразное погружение земной коры. Вопрос о характере этого прогиба остается невыясненным, но независимо от этого можно сказать, что его возникновение явилось началом формирования древнего Уральского подвижного пояса, который впоследствии приобрел более определенные черты геосинклинали.

Юрматинский этап

Непосредственно к востоку от Тараташско-Ямантауского поднятия в начале юрматинского этапа — в машакскую эпоху возник Машакский прогиб, что сопровождалось накоплением в нем терригенных отложений и излиянием основных и кислых лав. В зоне сопряжения Тараташско-Ямантауского поднятия и Машакского прогиба возникли разломы глубокого заложения, по которым происходили внедрения габбровой магмы (Кусинский интрузивный комплекс) и ее кислых дифференциатов (Рябиновский и другие массивы). Далее, в юрматинское время, Машакский прогиб значительно расширился, при этом на западе в него было вовлечено Тараташско-Ямантауское поднятие (вновь испытывавшее погружение), а на востоке — зона Урал-Тау. В новом широком прогибе отлагались терригенные и карбонатные осадки зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит. По-видимому, в юрматинское время прогиб, постепенно приобретая уральское и тиманское направления, распространился далеко на север, причем, возможно, захватил область современной Печорской низменности.

В конце юрматинского этапа в области этого прогиба происходили восходящие инверсионные и складчатые, а также разрывные движения. По-видимому, эти движения (по М. И. Гараню — авзянской фазы) носили характер широко развитых, но относительно слабых инверсионных явлений; гранитовый магматизм при этом проявился слабо и ограничивается образованием Губенского массива гнейсо-гранитов.

Каратауский этап

После частной консолидации древнего Уральского (или Урало-Тиманского) подвижного пояса в авзянскую фазу тектогенеза, область этого пояса с начала каратауского этапа (в зильмердакскую эпоху)

вновь начала погружаться. Это общее погружение в каратауское время происходило, в основном, в два больших ритма: первый ритм фиксирован терригенными отложениями (преимущественно песчаников) зильмердакской свиты и карбонатных — катавской свиты, второй — терригенными осадками (песчаниками) инзерской свиты и карбонатными — миньярской. По-видимому, между этими ритмами была кратковременная стадия слабо выраженных положительных движений и незначительного размыва отложений зильмердакской и катавской свит. В северных районах в тиманской части прогибание и накопление осадков протекало в один полный ритм (от песчаников рассольнинской свиты — возрастного аналога зильмердакской свиты — до карбонатных осадков низьевской свиты).

В каратауское время геосинклиальный прогиб заметно расширился на запад (против юрматинского прогиба) до каратауской подзоны включительно. Вполне вероятно, что он значительно расширился и на восток от современной центральной водораздельной зоны в область восточного склона Урала. Однако, вопрос о восточной границе каратауского геосинклиального прогиба остается до настоящего времени нерешенным, поскольку область восточного склона стала впоследствии областью ордовикско-позднепалеозойской эвгеосинклинали, отложения которой, а также средне- и позднепалеозойские процессы магматизма и метаморфизма скрыли и маскировали ранее происходившие процессы осадконакопления.

Судя по бесспорному наличию отложений каратауской серии на Тимане и Полюдовом кряже, можно сказать, что в каратауский этап прогиб простирался вдоль Урала в области его западного склона и центральной зоны (клыктанские известняки на Среднем Урале), в Тимане и, по-видимому, в области Печорской низменности. В конце каратауского этапа в рассматриваемой части каратауского прогиба вновь возникли и происходили восходящие и слабые складчатые движения с образованием пологих складок в отложениях каратауской серии и с усложнением тектоники докаратауских толщ. Эти движения, определенные М. И. Гаранем как движения миньярской фазы, отвечают движениям байкальской фазы складчатости, выделенной Н. С. Шатским для восточных районов Союза и позднее распространенной на Волго-Уральскую провинцию. Однако на Урале байкальская, или, по М. И. Гараню, миньярская фаза складчатости проявилась относительно слабо и не сопровождалась существенным проявлением интрузивного магматизма. Иными словами, в миньярскую фазу завершения развития рифейской геосинклинали и консолидации ее с платформой не произошло.

Следует заметить, что рассматриваемая древняя уральская геосинклинали на рифейских этапах ее развития представляла собою что-то среднее между типичными эвгеосинклиналиями, к которым она местами и на отдельных стадиях приближалась (характером прогибания, составом и мощностью осадков, фазами складчатости, некоторыми элементами магматизма и т. п.), и миогеосинклиналиями, с которыми ее сближает в общем сравнительно слабый магматизм и его характер. Наличие кали-натровых продуктов базальтоидного эффузивного и интрузивного магматизма, щелочных базальтоидов приближает этот магматизм к платформенному (точнее полул платформенному), что может рассматриваться как признак миогеосинклиального характера древнего уральского (рифейского) подвижного пояса. К числу таких разностей магматических образований относятся, в частности, многочисленные дайки диабазов, образование которых происходило на всех этапах развития Уральской геосинклинали в рифейское время и кото-

рые в целом составляют «сквозные» магматические формации, близкие к трапovým формациям. Следует заметить, что глубинных разломов, фиксированных крупными перидотитовыми поясами, в рифейской части Уральской геосинклинали не установлено.

Восточная приуральская часть Русской платформы в позднем докембрии (после консолидации карелид) представляла собою приподнятую и размывающуюся сушу. В каратауское время эта область испытывала дифференцированные на значительных площадях неравномерные нисходящие движения. В погружающихся частях накапливались терригенные и местами карбонатно-терригенные и карбонатные осадки нижебавлинской серии, сопоставляемые по возрасту с отложениями каратауской серии Урала. Местами погружения носили характер грабенообразных впадин, в которых мощность нижебавлинских отложений достигает внушительных размеров (2 и даже 3 км). Наиболее значительные грабенообразные погружения типа авлакогенов — Кожимско-Кировское и Осиповско-Сарапульское — находятся за пределами описываемой территории (к западу и северо-западу), они характеризуются большими мощностями нижебавлинских отложений. Местами на платформе, в районах резко дифференцированных движений, в раннебавлинское время проявлялся относительно слабый вулканизм.

Кембрийский (вендско-кембрийский) этап

После миньярской фазы движений древняя уральская геосинклиналь продолжала существовать и развиваться. Новое прогибание ее фиксируется, в Центральной зоне Урала и в прилегающих к ней частях западного склона, широким развитием послеминьярских и доордовикских отложений в терригенных, карбонатных и вулканогенных фациях. К ним относятся: осадочные и вулканогенные образования криволукской серии и, по-видимому, коялинской свиты, затем отложения ашинской серии, а также фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия (тереклинской свиты) на Южном Урале; мощные толщи осадочных и вулканогенных образований висимской, косьвинской свит и ашинской серии на Среднем и Северном Урале; комплекс осадочных и вулканогенных доордовикских толщ на Приполярном и Полярном Урале — ляпинской серии (ошизской, пуйвинской, шокурьинской, хобеинской и маньинской свит, по К. А. Львову, или саблегорской, оченырдской, манарагской свит, по другим авторам).

О возрасте большей части перечисленных толщ, свит и серий, кроме тереклинской свиты, надежно датируемой нижним кембрием по фауне археоциат, нет единого мнения.

Доордовикские отложения Центральной зоны и западного склона Среднего Урала (ослянкой, висимской, косьвинской и ашинской свит) А. И. Олли (1948), П. М. Есиповым (1963) и рядом других исследователей по возрасту относились к верхнепротерозойским образованиям. К. А. Львовым те же отложения, а также доордовикские отложения ошизской, пуйвинской, шокурьинской, хобеинской и маньинской свит Приполярного и Полярного Урала считаются ниже- и частью среднекембрийскими на основании находок в маньинской и шокурьинской свитах органических остатков, которые были определены А. Г. Володиным как археоциаты нижнего и среднего кембрия. Отложения криволукской серии М. И. Гарань сопоставляет по возрасту с отложениями тереклинской свиты, датируя их нижним кембрием (см. выше главу «Стратиграфия»). Отложения ашинской серии Южного Урала М. И. Гарань относит к нижнему кембрию, а послеклыктанский доордовикский

комплекс пород (висимскую, косьвинскую свиты) Южного и Среднего Урала — к венду. С такой датировкой комплекса послеклыктанских доордовикских пород на Среднем Урале согласны и геологи Пермского геологоразведочного треста (С. В. Младших, Г. Д. Аблизин и др.), производившие в последние годы геологические съемки в Центральной зоне и на западном склоне Среднего и Северного Урала. При этом известняки и доломиты клыктанской свиты они сопоставляют с карбонатными породами каратауской серии Южного Урала и датируют верхним протерозоем (верхним рифеем).

Из приведенного краткого обзора видно, что, несмотря на различие в трактовке возраста перечисленных выше толщ (криволукской, ляпинской, ашинской серий, ослянской, висимской, косьвинской свит), весь комплекс этих толщ всеми исследователями понимается как доордовикский. Различные точки зрения на возраст этого комплекса в последнее время сближаются в том смысле, что почти всеми исследователями он считается послекаратауским и относится по возрасту к смежным возрастным единицам, одними исследователями — к кембрию, другими — к венду. В этой постановке данный вопрос остается нерешенным и соответственно о тектоническом развитии доордовикской уральской геосинклинали в послекаратауское время можно высказать лишь следующее.

После миньярской фазы тектогенеза уральский подвижной пояс (в области Центральной зоны и прилегающих к нему частей западного склона) вновь начал испытывать погружение, которое продолжалось до раннего (тереклинская свита), возможно, до начала среднего кембрия (верхи маньинской свиты). Это общее погружение было довольно значительным и особенно значительным в центральной зоне, где устанавливается широкое развитие магматизма в эффузивной форме (косьвинская, или вильвенская, маньинская и другие свиты) и в меньшей степени — в интрузивных проявлениях (интрузии габбро и связанные с ними интрузии кислой магмы в верховьях р. Вишеры, на Приполярном и Полярном Урале и др.). Можно сказать, что в вендско-кембрийский этап доордовикский уральский подвижной пояс в Центральной зоне Урала приобрел явные черты эвгеосинклинали. Преобладающие нисходящие движения этого этапа прерывались в отдельных зонах частными восходящими движениями на разных стадиях (перед отложениями хобейнской, косьвинской свит, ашинской серии).

Независимо от трактовки возраста послекаратауских толщ можно также сказать, что в раннем кембрии в центральной зоне Урала существовал геосинклинальный прогиб, на что указывает наличие известняков тереклинской свиты в зоне Урал-Тау. По-видимому, в раннем кембрии этот прогиб распространялся довольно далеко и на восток, или на востоке существовали другие параллельные ему интрагеосинклинальные прогибы, поскольку нижнекембрийские известняки (с археоциатами) установлены в одной из этих восточных зон (по р. Санарке). Но независимо от того, представляла ли собой современная Центральная зона самостоятельный геосинклинальный прогиб (возможно, интрагеосинклиналь), или она явилась западной частью более широкой геосинклинали, можно говорить, что до раннего кембрия в Центральной зоне Урала происходили нисходящие движения. Крупные восходящие и складчатые движения начались после раннего кембрия и завершились до начала ордовика, т. е. они происходили, в основном, в среднем и частью, возможно, в позднем кембрии.

Эти движения по времени их проявления могут быть сопоставлены с раннекаледонскими и с салаирскими движениями и вряд ли целесообразно относить их к байкальской фазе складчатости (как это

делается некоторыми исследователями), которая была первоначально выделена в таком определении Н. С. Шатским в приложении к движениям, происходившим на рубеже докембрия и кембрия, а не после отложений нижнего кембрия.

Именно эти раннекаледонские или салаирские движения (которые в приложении к Уралу можно было бы назвать уралтаускими) явились заключительными складчатыми движениями в развитии древней доордовикской Уральской геосинклинали и представляли собою общую инверсию древней Уральской геосинклинали. В ряде районов (Приполярный, Полярный, частью Средний и Южный Урал) они сопровождались сильным метаморфизмом, гранитизацией пород и внедрением больших масс гранитовой магмы. В результате этих движений на месте древней Уральской геосинклинали образовалось Центрально-Уральское поднятие как огромное сложноскладчатое сооружение, консолидированное с платформой. В позднем кембрии раннекаледонские структуры Центрально-Уральского поднятия подвергались интенсивному размыву, и ордовикские осадки нового уральского ордовикско-позднепалеозойского геосинклинального мегацикла отлагались всюду (или почти всюду) трансгрессивно, часто с большим угловым несогласием.

ОРДОВИКСКО-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МЕГАЦИКЛ

С ордовика начался новый крупный цикл геосинклинального развития, в котором основная часть геосинклинали — внутренние (эвгеосинклинальные) зоны переместились к востоку от доордовикской геосинклинали и образовавшегося на ее месте Центрально-Уральского поднятия и охватили весь современный восточный склон Урала и значительную часть Зауралья; внешние (миогеосинклинальные) зоны занимали западный склон и центральную зону современного Урала.

Возможно, что ордовикско-позднепалеозойский геосинклинальный прогиб возник одновременно с воздыманием земной коры в Центральной зоне и образованием Центрально-Уральского прогиба, причем этот прогиб первоначально в среднем и позднем кембрии мог быть сравнительно нешироким. В этом случае следует ожидать, что в центральных частях существующего Тагильско-Магнитогорского прогиба и восточнее под ордовикскими отложениями, в погребенном состоянии, залегают средне- и верхнекембрийские отложения. В дальнейшем уже с ордовика геосинклиналь несколько расширилась на запад, в нее была вовлечена значительная часть Центрально-Уральского древнего поднятия. В таком ее виде ордовикско-позднепалеозойская эвгеосинклиналь устанавливается по фиксирующим ее ордовикским, силурийским, девонским, нижнекаменноугольным, средне- и частью верхнекаменноугольным осадочным и вулканогенным образованиям, возраст, последовательность формирования, а также взаимоотношение которых достаточно подробно рассмотрены в главе «Стратиграфия». Завершающие же стадии развития ордовикско-позднепалеозойской Уральской геосинклинали надежно фиксируются осадками только в западных миогеосинклинальных зонах и в Предуральском позднепалеозойском краевом прогибе. Главным же образом эти стадии проявлены как в эвгеосинклинальных, так и миогеосинклинальных зонах, в сложноскладчатых и разрывных деформациях палеозойских толщ, а в эвгеосинклинали, кроме того, в сильном метаморфизме и гранитизации этих толщ и, наконец, в интрузиях огромных масс гранитовой магмы.

В тектоническом развитии ордовикско-позднепалеозойской Уральской геосинклинали выделяется несколько этапов: ордовикско-раннедевонский, среднедевонско-раннетурнейский, познетурнейско-намюрский

и позднепалеозойский — для эвгеосинклинали и ордовикско-раннедевонский, среднедевонско-турнейский, визейско-позднекаменноугольный и пермский — для миоэвгеосинклинали.

Ордовикско-раннедевонский этап

Как уже отмечалось, эвгеосинклинальный прогиб в области восточного склона Урала в начале ордовика не только существовал, но и несколько расширился к западу и, возможно, частью к востоку. В то же время началось прогибание во внешних зонах — в области Центрально-Уральского поднятия и прилегающей к нему части западного склона. В раннем ордовике эвгеосинклинальный прогиб был еще сравнительно неглубоким. В среднем и позднем ордовике в области восточного склона Урала его прогибание усилилось, хотя и было неравномерным в разных частях. Прогибание сопровождалось не только накоплением довольно мощных терригенных и карбонатных осадков, но и весьма интенсивными подводными вулканическими излияниями основных недифференцированных лав. Особенно интенсивным вулканизм был в западной части прогиба (в области современных Тагильского и Магнитогорского мегасинклинориев).

Центрально-Уральское поднятие в ордовике испытывало постепенное погружение, чем обусловлено трансгрессивное налегание обломочных пород базального характера, по возрасту в большей части ниже ордовикских, но местами среднеордовикских. К концу ордовика все или почти все поднятие погрузилось под уровень морского бассейна и представляло собою вместе с западным склоном внешние зоны уральской геосинклинали. Возможно, что вследствие неравномерного погружения в ордовикское же время в зоне Центрально-Уральского поднятия заложилась внутренняя прогибы: Зилаирский — на Южном Урале и Улсовско-Койвинский — на Среднем Урале, которые впоследствии были превращены в синклинальные структуры. В большей части внешних зон геосинклинали в ордовике отлагались карбонатные и терригенные осадки.

В ландоверийский век силура нисходящие движения в области эвгеосинклинали стали несколько более дифференцированными: в западной ее части продолжалось интенсивное погружение, сопровождавшееся излиянием основных и частью дифференцированных (диабазо-кварцево-альбитофировых) лав, вдоль западного склона эвгеосинклинального прогиба возник на Среднем Урале Салатимский глубинный разлом и на его продолжении на Южном Урале — аналогичный Таловско-Кемпирсайский разлом; в зоны обоих разломов внедрялась магма ультраосновного (дунит-гарцбургитового состава). В более восточных зонах эвгеосинклинали погружение было менее интенсивным, местами нисходящие движения приостанавливались (стадии частных стабилизаций) и даже сменялись слабыми восходящими. В этих условиях здесь происходило накопление терригенных и кремнистых осадков (граптолитовая серия), местами фациально замещающихся карбонатными породами. В ряде районов (Челябинский, Еманжелинский и др.) и в этих восточных зонах эвгеосинклинали продолжалось излияние основных лав (спилито-диабазовая толща). Возможно, что в ландоверийский век в зилаирской подзоне возник глубинный разлом, по которому внедрилась перидотитовая магма (массивы Крака).

В венлокский век область эвгеосинклинали вновь почти всюду испытывала погружение, сопровождавшееся осадконакоплением и интенсивным вулканизмом — излиянием дифференцированных лав (контрастная диабаз — кварцево-альбитофировая и непрерывная андезит — да-

цит — кварцево-альбитофировая серии) и накоплением пирокластического материала основного, среднего и кислого состава. В конце венлокского века в некоторых подзонах имели место восходящие движения с образованием слабых частных поднятий и незначительным размывом приподнятых толщ.

В раннелудловский век движения в области эвгеосинклинали приобрели более дифференцированный характер — в отдельных сравнительно узких подзонах возникли поднятия, тогда как в смежных с ними зонах продолжалось прогибание, сопровождавшееся новым пароксизмом вулканизма. В вулканических процессах несколько уменьшилась роль излияний линейного типа и усилились эксплозивные процессы. Изменился и состав лав, преобладающими стали лавы и туфы андезито-базальтового состава с отклонениями в сторону базальтового и андезитового. Наряду с накоплением продуктов вулканизма, в частных прогибах отлагалось значительное количество терригенных и карбонатных осадков, имеющих неравномерное просторанственное распределение. В позднелудловское и раннедевонское время во внутренних зонах прогиба роль восходящих движений усилилась и они приобрели еще более дифференцированный характер. Эвгеосинклинальный прогиб за это время заметно расчленился частными поднятиями и прогибами (интрагеоантиклинали и интрагеосинклинали), которые сменяли друг друга не только в широтном, но и в меридиональном направлении при общем их меридиональном простирании. В местах частных поднятий кое-где происходил размыв ранее образовавшихся палеозойских толщ, тогда как в прогибах продолжали накапливаться терригенные и карбонатные осадки, а также продукты все еще значительных вулканических извержений линейного и центрального типа. По составу эти продукты в одних случаях оставались и андезито-базальтовыми, и базальтовыми, но в ряде мест (главным образом в пределах Тагильско-Магнитогорской зоны на Среднем Урале) интенсивно накапливались лавы и туфы трахитового состава.

Во внешних зонах, в условиях относительно спокойного прогибания, в течение всего силура происходило накопление карбонатных и терригенных осадков. В позднесилурийскую и раннедевонскую эпохи наибольшее поднятие испытывало Центрально-Уральское поднятие, тогда как в позднесилурийское время преобладающую роль все же имели нисходящие движения. В подзоне перегиба слоев в позднем силуре возник разлом глубокого заложения, в который интродировала основная (габбровая) магма. Таким путем образовался Платиноносный габбровый пояс Урала. В раннем девоне восходящие движения усилились как во внутренних, так и во внешних зонах и приобрели характер значительных поднятий, сопровождавшихся слабой складчатостью ордовикских и силурийских толщ и некоторым усложнением складчатости более древних отложений. Поднятые уральские структуры во многих местах подверглись в конце раннедевонской эпохи размыву, иногда довольно глубокому. К этой эпохе относится внедрение кислых дифференциатов габбровой магмы Платиноносного пояса, чем, в основном, было закончено формирование последнего.

Прилегающая к Уралу восточная часть Русской платформы в течение силура и раннего девона представляла приподнятую и размывавшуюся часть суши.

Среднедевонско-раннетурнейский этап

После позднесилурийских и раннедевонских восходящих движений с начала среднего девона в большей части Урала вновь усилились нисходящие движения. Преобладание отрицательных движений над поло-

жительными, как во внутренних, так и во внешних зонах геосинклинали, сохранилось в течение почти всего среднего и верхнего девона. Это было новым этапом прогибания геосинклинали, накопления мощных толщ терригенных и карбонатных осадков в зонах прогибов, а также магматических, преимущественно вулканических процессов во внутренних зонах геосинклинали. Вместе с тем, общая тенденция прогибания нарушалась в разное время рассматриваемого этапа положительными движениями, происходившими в различных зонах и подзонах, что хорошо фиксируется перерывами в отложениях и несогласным (включая и угловые несогласия) налеганием некоторых толщ (эйфельских, ниже- и верхнеживетских, франских) на более древние, местами с базальными горизонтами. С этими положительными движениями было связано появление слабой складчатости в уже отложившихся осадках среднего и верхнего девона.

Во внутренних зонах геосинклинали отмеченные движения были более значительными и дифференцированными (по их скорости и знаку), чем во внешних зонах. Судя по мощностям средне- и верхнедевонских отложений, наиболее значительное прогибание испытывали: область Тагильско-Магнитогорского прогиба, главным образом, в приполярной, полярной и южноуральской (магнитогорской) его частях; Сухтелинская подзона; Восточно-Уральский прогиб, а также значительная территория Зауралья. В указанных зонах и подзонах, наряду с накоплением мощных толщ терригенных и карбонатных осадков, происходили интенсивные вулканические процессы с образованием мощных покровов лав и пирокластического материала основного и кислого состава.

Этот этап вулканизма имеет сходство с ордовикско-раннедевонским этапом. Также в первой половине этапа (в среднем девоне) происходило излияние недифференцированных (диабазовых) лав, затем дифференцированных лав контрастной диабазово — кварцево-альбитофировой (карамалыташская свита) и непрерывной андезит — дацит — кварцево-альбитофировой (улутауская свита) серий; во второй половине этапа в южной части Тагильско-Магнитогорского и в более восточных прогибах продуктами интенсивных эксплозионных извержений были лавы и туфы андезито-базальтового состава с уклоном в стороны базальтового и андезито-базальтового (колгубанская свита).

В конце среднего девона в области Восточно-Уральского поднятия началось слабое воздымание, которое к концу этапа привело к обособлению этого поднятия, как слабо выраженной положительной формы, разделившей Тагильско-Магнитогорский и Восточно-Уральский прогибы. Эти движения явились предвестником или началом общей инверсии уральской палеозойской эвгеосинклинали, а возникшие и обособившиеся в результате этих движений крупные тектонические единицы — Восточно-Уральское поднятие, Тагильско-Магнитогорский и Восточно-Уральский прогибы — сохраняли свое положение и далее в ходе тектонического развития эвгеосинклинали, лишь меняя в той или иной мере свои границы и постепенно усложняясь. Восточно-Уральский прогиб был первоначально широким и охватывал значительную или всю часть эвгеосинклинали к востоку от современного Восточно-Уральского прогиба. С положительными движениями в области Восточно-Уральского прогиба в конце среднего и в позднем девоне было связано возникновение в восточной части зоны Тагильско-Магнитогорского прогиба крупного глубинного разлома, который фиксировался образованием Серовско-Маукского дунит-перидотитового пояса. Аналогичные по характеру и природе разломы возникали в конце среднего девона и в более восточных зонах Урала, что отмечено, например, существованием крупного

Муслюмовского перидотитового массива. Однако большая часть этих разломов маскируется более поздними разломами и перидотитовыми массивами (поясами), сформировавшимися в раннем карбоне. В среднем девоне и, по-видимому, в основном в конце живетского века несколько активизировался заложившийся ранее Кемпирсайский глубинный разлом, по которому местами вновь внедрялась перидотитовая магма. По тем же разломам в их разных частях позднее внедрялась габбровая магма и ее кислые дифференциаты.

В раннем турне внутренние зоны геосинклинали в значительной их части испытывали поднятие и связанные с ним слабые складчатые движения с прекращением процессов осадконакопления и вулканизма. Раннетурнейские осадки во многих зонах эвгеосинклинали в разрезах отсутствуют, а верхнетурнейские отложения залегают трансгрессивно на более древних толщах. По-видимому, в раннем турне в ходе частных инверсий возникло слабо выраженное для того этапа Зауральское поднятие (или по крайней мере западная часть его), которым лишь в слабой мере был обособлен Восточно-Уральский прогиб примерно в современных его границах, но с более простым внутренним устройством. Возможно, что наиболее значительная интрузивная магматическая деятельность, связанная с внедрением габбровой магмы и ее кислых дифференциатов, относится по времени к раннему турне, когда во внутренних зонах Уральской геосинклинали господствовали восходящие движения. Этими движениями и последовавшим за ними частичным размывом нижнетурнейских и более древних пород закончился среднедевонско-раннетурнейский этап развития внутренних зон геосинклинали.

Во внешних зонах геосинклинали рассматриваемый этап охватывает средний, поздний девон и весь турнейский век. Начало этапа фиксируется трансгрессивным налеганием эйфельских отложений (такатинских песчаников) на размытые более древние толщи. Местами этот размыв весьма значителен — такатинские песчаники залегают на ордовикских и даже доордовикских толщах. Движения в течение среднедевонско-турнейского этапа во внешних зонах были менее значительными и менее дифференцированными, чем во внутренних зонах — разрезы среднедевонско-турнейского структурного яруса внешних зон являются более или менее непрерывными и устойчивыми в пределах карбонатных и терригенных фаций. Магматические породы (если не считать единичные дайки диабазов возможно средне- или верхнедевонского возраста) отсутствуют. Заметные размывы местами устанавливаются лишь в конце среднего девона или в начале позднего девона. Заметные положительные движения относятся к концу турнейского века — нижневизейские породы угленосной толщи нередко залегают со стратиграфическим, а иногда и с угловым несогласием на более древних породах. Эти движения и приняты как завершающие среднедевонско-турнейский этап во внешних зонах геосинклинали.

В прилегающих к Уралу с запада восточных окраинах Русской платформы со среднего девона началось накопление осадков платформенного типа, которое затем продолжалось до поздней перми. Но на фоне общего слабого погружения фундамента платформы, его движения были дифференцированными и на некоторых стадиях в разных местах фундамент испытывал относительные поднятия. В частности, в позднем девоне в последнедевонское время такие поднятия местами возникали, чем обусловлено образование некоторых брахиструктур и валов, выделяющихся по кровле кыновской свиты с большими амплитудами (до 1300 м), чем в вышележащих слоях (например, по кровле верейского горизонта до 770 м) — Куединский, Чернушинский валы и др.

Позднетурнейско-намюрский этап

В раннекаменноугольную эпоху в тектоническом развитии внутренних и внешних зон Уральской палеозойской геосинклинали, при общем преобладании нисходящих движений в тех и других, сохранялось существенное различие. Во внутренних зонах раннетурнейские восходящие движения сменились в позднем турне дифференцированными, по преимуществу нисходящими движениями, в основных чертах сохранившими свое значение до конца раннекаменноугольной эпохи. Этим обуславливается выделение позднетурнейско-намюрского этапа тектонического развития внутренних зон геосинклинали и соответственно верхнетурнейско-намюрского структурного яруса. В позднетурнейско-ранневизейский подэтап глубокое прогибание испытывала на Южном Урале Магнитогорская зона, особенно ее центральная и восточная приосевая подзоны, при этом в восточных подзонах происходил интенсивный вулканизм и отлагались карбонатные и в меньшей степени терригенные осадки. Область, располагавшаяся непосредственно к востоку от этих подзон, испытывала меньшее погружение, что фиксируется сменой в этом направлении вулканогенных и карбонатных фаций терригенными и некоторым уменьшением мощностей осадков. Однако и в этой обширной области, в силу неравномерности движений, в позднем турне и раннем визе существовали зоны и подзоны погружений и поднятий. В Восточно-Уральском прогибе располагалась прибрежная зона, к востоку от которой находилась относительно неширокая зона приподнятой суши. В этой прибрежной зоне отлагались континентальные и прибрежно-морские (лагунные), а также, возможно, дельтовые осадки, создавшие нижневизейскую или верхнетурнейско-нижневизейскую угленосную толщу (Полтаво-Брединский, Бородиновский, Егоршинский, Махневский угленосные районы). В северной части Южного Урала и на Среднем Урале в той же зоне Восточно-Уральского прогиба, наряду с накоплением терригенных и угленосных осадков, происходили излияния основных и кислых лав.

На Среднем Урале зоны Тагильского прогиба и Восточно-Уральского поднятия, относительно приподнятые в раннем турне, по-видимому, испытывали относительно небольшое погружение в позднем турне и нижнем визе, а, возможно, они оставались областью стабильного режима. Но на Северном Урале Тагильская зона заметно погружалась в позднем турне и, по-видимому, в меньшей степени — в раннем визе.

В позднетурнейско-ранневизейском подэтапе, в связи с резко усилившейся дифференцированностью движений (на нисходящие и восходящие) и их локализацией в относительно узких зонах и подзонах, возобновились разрывные дислокации по ранее заложившимся Таловско-Кемпирсайскому и Сугомакско-Кацбахскому глубинным разломам. Возможно, что на этом подэтапе в более восточных зонах возникли новые глубинные разломы, сопровождавшиеся внедрением перидотитовой магмы.

Во внешних зонах геосинклинали (в области западного склона Урала) после дифференцированных во многих районах положительных, но местами и отрицательных движений конца турнейского века, в раннем и в начале среднего визе происходило накопление континентальных и лагуновых осадков, обусловивших образование ниже-средневизейской угленосной толщи.

В средне-поздевизейское и в намюрское время Урал вместе с Русской платформой испытывал общее опускание и морскую трансгрессию, результатом чего явилось почти повсеместное отложение карбонатных осадков. Однако эти нисходящие движения были неодинаковыми по

скорости и глубине погружения поверхности в различных зонах и подзонах. Во внутренних частях геосинклинали наибольшей глубины опускания достигали области ранее возникших прогибов (Тагильско-Магнитогорского и Восточно-Уральского), а также в восточных зонах Зауралья. На склонах этих прогибов сохранялись прежние и возникали новые подзоны проницаемости (разломы, трещиноватость), наличие которых обусловило довольно значительные вулканические извержения базальтовых, андезитовых, трахитовых и липаритовых лав, пирокластического материала того же состава, фациально сменяющихся карбонатными и частью кремнистыми осадками. Однако неравномерные и большей частью значительные погружения испытывали и ранее возникшие поднятия — Восточно-Уральское и Зауральское, что подтверждается наличием средневизейско-намюрских карбонатных отложений в Свердловской, Арамильско-Сухтелинской, в Сосьвинско-Коневской, Челябинско-Суундукской подзонах Восточно-Уральского поднятия и в ряде мест Зауральского поднятия. В последнем местами (например, в Мариинском антиклинории) встречаются эффузивы раннекаменноугольного, по-видимому, средневизейского возраста.

В силу значительной неравномерности движений по их скорости и знаку, в ряде мест, по-видимому, еще в среднем и позднем виэе возникали или обновлялись прежние разрывные дислокации, в том числе глубинного характера или относительно глубокого заложения с внедрением по ним ультраосновной и основной магмы, а также кислых дифференциатов основной магмы. Это относится к Таловско-Кемпирсайскому, к Серовско-Маукскому перидотитовым поясам, а также к Сусанскому (Алапаевскому), Асбестовскому и другим ультрабазитовым поясам Восточно-Уральских и Зауральских структурных зон. По-видимому, в среднем виэе возникли интрузии габбровой магмы и ее кислых и субщелочных дифференциатов в Магнитогорском, Теченском, Рефтинском, Кустанайских и других интрузивных комплексах.

В намюрском веке нисходящие движения в большей части внутренних зон геосинклинали постепенно затухали, а в конце намюра во многих местах этих зон возникли восходящие движения. В этих условиях неизбежно должны были обновляться многие глубинные разломы с интрузиями в них ультраосновной магмы, а также габбровой магмы с ее дифференциатами. Это прежде всего относится к Сусанскому (Алапаевскому), Муслюмовско-Красногорскому, Успеновско-Павловскому, Тарутинско-Наследницкому, Джетыгаринскому, Максимовскому и другим ультрабазитовым поясам и габбровым интрузиям Восточно-Уральского прогиба и более восточных зон. Однако средневизейско-намюрские ультрабазитовые и габбровые интрузии трудно датировать более точно, а для некоторых из них возрастной диапазон можно определить только в еще больших пределах — от позднего турне до конца намюра.

Во внешних зонах геосинклинали в средне-поздневизейское и намюрское время продолжалось относительно спокойное погружение, в условиях которого отлагались почти исключительно карбонатные осадки. Тот же тектонический режим сохранялся в этих зонах в среднем и позднем карбоне. Лишь в конце карбона местами возникали восходящие движения и связанные с ними поднятия и происходил последующий незначительный локальный размыв отложений каменноугольной системы, перекрытых затем с некоторым несогласием нижнепермскими осадками. Выделение визейско-позднекаменноугольного этапа развития внешних зон Уральской геосинклинали и соответствующего структурного яруса обусловлено непрерывностью разреза каменноугольных отложений от нижневизейских до верхнекаменноугольных.

В восточной части Русской платформы в раннекаменноугольную эпоху сохранялся тот же режим преобладания слабых нисходящих движений, который начался в среднем девоне. В то же время восходящими движениями охватывались значительные пространства, с чем, по-видимому, связано возникновение таких крупных структур, как Пермско-Башкирский свод и Камский полусвод (выделяемые по кровле тульского горизонта), хотя возможно, что эти структуры возникли несколько ранее (в позднедевонское время) и в раннем карбоне они более четко оформились. Можно допустить, что в раннем карбоне (скорее в послетульское время) началось возникновение Предуральского прогиба как краевого, который получил более четкое оформление уже в позднем палеозое. В раннем же карбоне в восточной части платформы возникли, по-видимому, многие более мелкие брахиструктуры и валы, которые также получили более четкое оформление в позднем палеозое.

Позднепалеозойский этап

Этот этап тектонического развития внутренних зон Уральской геосинклинали существенно отличался от среднепалеозойских этапов тех же зон. Восходящие движения, начавшиеся в конце намюрского века, усилились и захватили большие пространства эвгеосинклинали в среднем карбоне. Нисходящие движения продолжались или возобновлялись (после поздненамюрских поднятий) в среднем карбоне лишь локально в средней части Магнитогорского прогиба, в Свердловской подзоне Восточно-Уральского поднятия и в большей степени в Восточно-Уральском прогибе. Сравнительно большие пространства Зауралья в среднем карбоне испытывали погружение. В перечисленных прогибах среднекаменноугольные отложения часто представлены обломочными породами — конгломератами и песчаниками, залегающими трансгрессивно на нижнекаменноугольных и более древних отложениях и сменяющимися вверх по разрезу карбонатными отложениями. В ряде мест указанных прогибов известняки башкирского яруса залегают согласно на карбонатных породах намюра. В отдельных местах (например, в пределах Восточно-Уральского прогиба к северу и к югу от широты г. Челябинска) отложения московского яруса среднего карбона залегают трансгрессивно несогласно на более древних толщах, что свидетельствует о заметной роли восходящих и складчатых движений в конце башкирского или в начале московского века. По-видимому, в среднем карбоне в ходе развития дифференцированных движений (при явном преобладании восходящих) во внутренних зонах геосинклинали достаточно четко оформились крупные положительные структуры — Восточно-Уральское поднятие и внутри его — Верхотурско-Верхисетский, Сысертско-Ильменогорский, Сосьвинско-Коневский и Челябинско-Суундукский мегантиклинории. Соответственно более четко обрисовались, как синклиналильные структуры, Тагильско-Магнитогорская зона, Свердловская и Арамильско-Сухтелинская подзоны внутри Восточно-Уральского поднятия. Восточно-Уральский прогиб еще не имел четких ограничений на востоке и в той или иной мере сливался с общим погружением Зауральской части эвгеосинклинали.

В позднем карбоне инверсия внутренних зон геосинклинали усилилась, при этом восходящие движения в зоне Восточно-Уральского поднятия достигли больших значений, амплитуда поднятия была значительно больше, чем амплитуда перемещения вверх зон Тагильско-Магнитогорского и Восточно-Уральского прогибов. В силу этого, две последние зоны сохранили форму прогибов — первый как внутренний прогиб между ранее образовавшимся Центральным-Уральским и возник-

шим Восточно-Уральским поднятием, и второй — как прогиб между Восточно-Уральским и Зауральским поднятиями. Зауральское поднятие также возникло, по-видимому, в позднем карбоне. Оно расчленило существовавшее до того времени Восточно-Уральское (или Зауральское) погружение на Восточно-Уральский и Тюменско-Кустанайский прогибы и само расчленилось на ряд крупнейших структур — мегантиклинориев и мегасинклинориев. Начало формирования Тобольско-Кушмурунского или Тобольско-Убаганского поднятия относилось, возможно, к этому же времени, однако из-за отсутствия достаточных данных судить об этом даже приближенно пока трудно. Можно допустить также, что это поднятие, как часть казахстанских структур, возникло значительно ранее, а в позднем палеозое оно обновилось и усложнилось уральскими поздневарисскими движениями.

В пермский период все отмеченные внутренние зоны Уральской палеозойской геосинклинали продолжали подниматься совместно с зоной ранее образовавшегося Центрально-Уральского поднятия. Образовавшаяся на месте этих зон горная система интенсивно размывалась со сносом материала на запад в область Предуральского прогиба.

Подразделить позднепалеозойский этап развития эвгеосинклинали на подэтапы не представляется возможным. В значительной мере условно (по наличию отложений) можно выделить средне-верхнекарбонный структурный подъярус, а к нерасчлененному верхнепалеозойскому структурному ярусу отнести все кислые интрузивные породы, принадлежащие варисской гранитовой формации. Последнее положение вытекает из того факта, что все интрузивы этой формации прорывают нижнекаменноугольные отложения местами до намюрских включительно. В последнее время устанавливаются (по материалам Н. Б. Малютина) факты метаморфизующего влияния Камышловского гранитового интрузива и прорыва им среднекаменноугольных отложений. Вместе с тем граниты моложе нижнемезозойских отложений, залегающих на глубоко размытых складчатых структурах палеозоя, включающих кислые породы варисских гранитовых интрузий.

В ходе общей инверсии Уральской геосинклинали, происходившей в основном в верхнем палеозое, палеозойские отложения, выполнявшие внутренние зоны геосинклинального прогиба, переместились вверх на значительные, хотя и неодинаковые для разных зон и подзон, расстояния. Естественно, что это перемещение не могло не сопровождаться сильной складчатостью и разрывными дислокациями. В структурном отношении в зонах крупных поднятий развивались по преимуществу крупные антиклинальные структуры — мегантиклинории, отделенные друг от друга менее значительными, но также крупными синклинальными структурами — мегасинклинориями, образовавшимися на месте зон и подзон внутренних прогибов. Мегантиклинории представляют собой пояса или цепи значительных по размеру и чаще сложно устроенных антиклинориев, обычно отделяющихся друг от друга седловинными погружениями. В мегасинклинориях развиты, тоже сложные по форме и строению, синклинории и антиклинории. Во всех случаях антиклинории и синклинории, в свою очередь, осложнены антиклинальными и синклинальными складками различных порядков, а также тектоническими разрывными нарушениями.

В связи с общей инверсией внутренних зон Уральской геосинклинали, значительные поднятия испытало ее ложе, сложенное докембрийскими образованиями, перекрытыми мощными толщами палеозойских пород. Находясь под нагрузкой последних и претерпевая огромное давление в ходе инверсии и складчатых движений, докембрийские отложения ложа геосинклинали не могли не быть нагретыми до высоких тем-

ператур, что вместе с влиянием больших давлений вызывало глубокий метаморфизм не только докембрийских, но и многих (в первую очередь, сравнительно глубоко залегающих, то есть относительно более древних) палеозойских толщ. По мере продвижения вверх и возникновения разрывов в покрывающих их толщах, давление неизбежно и сравнительно быстро снижалось. Естественно, что в этих условиях докембрийские, а в нижних горизонтах и палеозойские породы должны были испытывать фазовое изменение и в значительной части переходить в жидкое или полужидкое подвижное состояние. При этом значительная часть сиалического слоя подверглась гранитизации. Продукты гранитизации, в том числе гранитовая магма, устремлялись вверх вслед за поднятиями кровли, проходя в одних случаях (в наиболее значительных поднятиях) относительно большой, в других — меньший путь, выполняя центральные части крупных антиклинальных структур, а также внедрялись несогласно по разломам в покрывающие палеозойские толщи.

Таковы в главных чертах представления об условиях общей инверсии, формирования складчатых структур и гранитных интрузивов во внутренних зонах Уральской геосинклинали в варисское время. В деталях все эти процессы тектоники, магматизма и метаморфизма, их совокупность, взаимные связь и влияние, совместное воздействие на породы докембрия (ложе геосинклинального прогиба) и палеозоя, равно как и результаты этого воздействия, были гораздо сложнее. Рассмотрение всех этих вопросов выходит за рамки настоящего очерка. Следует лишь отметить, что вскрытые на современной денудационной поверхности гранитовые интрузивы восточного склона Урала формировались относительно на небольших глубинах, что вытекает из анализа имеющихся данных о мощностях пород, покрывавших эти интрузивы, и из реконструкции кровли интрузивов на время их формирования (Соболев, 1961).

Область Центрально-Уральского поднятия в позднепалеозойское время также испытывала положительные движения, которыми эта область вместе с поднятыми внутренними зонами Уральской палеозойской геосинклинали была превращена в единую горную страну. Материал от размыта всей Уральской горной страны сносился на запад в отступающий к западу морской бассейн. Поднятие в области Центрально-Уральской зоны было более медленным по сравнению с поднятием внутренних зон геосинклинали. Это обстоятельство, по-видимому, явилось причиной относительно слабого метаморфизма пород и небольших проявлений варисских гранитных интрузий в большей части Центрально-Уральского поднятия. Однако восходящие и складчатые варисские движения в разных частях Центрально-Уральского поднятия, значительно усложнившие и окончательно моделировавшие его строение, были далеко неодинаковыми в разных его частях. С этим, по-видимому, связано и различие в степени метаморфизма пород. Наиболее сильный метаморфизм породы, особенно позднедокембрийско-кембрийского структурного этажа, претерпели в полярных (Харбейский комплекс), приполярных (Ляпинский комплекс), в Уфалейском и Златоустовском районах. В этих же районах устанавливается наличие позднепалеозойских гранитоидов, хотя и в относительно небольшом развитии. Можно предполагать, что в действительности варисские (как и более ранние — салаирские) гранитоиды в Центрально-Уральском мегаантиклинории имеют широкое развитие, но значительная часть их интрузивов не вскрыта на современной денудационной поверхности. Следует заметить, что месторождения и проявления полезных ископаемых, связанные с этими не выходящими на поверхность интрузивами, могут

иметь более широкое распространение в данной зоне Урала, чем это известно до настоящего времени.

Тектоническое развитие западных внешних зон Уральской палеозойской геосинклинали в позднем палеозое протекало в направлении постепенного распространения поднятий и складчатых движений с востока (от Центрально-Уральского поднятия) на запад. В среднекаменноугольную эпоху положительными движениями была захвачена лишь относительно неширокая полоса (подзона) распространения ордовикских, силурийских и девонских пород, прилегающая с запада к Центрально-Уральскому поднятию. В эту же эпоху оформился Предуральский краевой прогиб. В сущности, этот прогиб в среднем карбоне еще не четко отделялся от внешних зон геосинклинали. В позднекаменноугольное и затем в ассельское и сакмарское время воздымание от Центрально-Уральского поднятия несколько расширилось к западу, и в том же направлении сместился Предуральский прогиб. Последний выполнялся по преимуществу флишоидными отложениями. В начале артинского века во внешних зонах геосинклинали, в области западного склона Среднего Урала (Уфимского амфитеатра) возникли восходящие и значительные складчатые движения, в результате которых в этой части Урала возникли пока еще относительно невысокие горные хребты. Предуральский прогиб переместился к западу, и флишоидные отложения в нем сменились молассовыми. Разрыв этих и более восточных хребтов в артинское время достиг значительных размеров; в конце артинского века крупнообломочные отложения сменились тонкообломочными глинистыми осадками. В начале кунгурского века поднятие и складчатые движения в области западного склона Урала с образованием горных хребтов распространились на Северный Урал. Поднятие, не сопровождавшееся складкообразованием, в кунгурском веке охватило восточную часть Русской платформы, откуда море постепенно отступало к югу и к северу. В связи с этим, в сместившемся к западу Предуральском прогибе происходило накопление соленосных и гипсоносных отложений.

Восходящими движениями конца ранней перми в восточной части платформы были окончательно сформированы отмеченные крупные платформенные структуры: Пермско-Башкирский свод и Камский полу-свод (которые в то же время расчленились на ряд брахиструктур и валов), а также разделяющие их крупные впадины. Возникли также многочисленные отдельные валы и цепи валов, мелких куполов и разделяющих их депрессий. В дальнейшем в позднепермское время все эти структуры лишь в какой-то степени усложнялись. Усложнялись, в частности, и соляные структуры, начало развития которых относится еще к концу ранней перми (кунгурского века).

В поздней перми во внешних зонах Уральской геосинклинали еще продолжались и даже несколько усилились складчатые движения, в результате которых значительно усложнились складчатые структуры, сложенные палеозойскими породами (до артинских включительно); в ряде мест в эти складки были вовлечены также и кунгурские, а на Северном Урале даже часть верхнепермских (уфимских и казанских) отложений. Позднепермские движения были, в основном, заключительными в формировании современных складчатых структур Уральской складчатой системы, хотя есть некоторые основания считать, что складчатые движения в крайних западных подзонах Урала (особенно в северной его части) завершились в конце триаса. Весьма напряженные складки Западно-Уральской внешней зоны складчатости сравнительно быстро переходят к западу (в восточном склоне Предуральского прогиба) в менее напряженные простые, а эти последние далее к западу также быстро почти совсем исчезают, уступая место в средней и запад-

ной части Предуральяского прогиба и на Русской платформе весьма слабому наклону и почти горизонтальному залеганию слоев. В позднепермское время море окончательно ушло с восточной части Русской платформы, где в это время накоплялись по преимуществу красноцветные континентальные отложения.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЙ МЕГАЦИКЛ

С начала мезозоя Урал вступил в стадию платформенного развития с господствующими эпейрогеническими движениями. Крупные складчатые структуры, воздвигнутые в позднем палеозое в виде высоких горных хребтов, тотчас же стали интенсивно размываться и к началу триаса регион был в значительной мере пенепленизирован.

Тектоническое развитие всей территории в течение мегацикла происходило по общему плану: в триасе и в начале юры, при относительно стабильном состоянии всей территории, отмечались блоковые подвижки: по обновленным и новым разломам; со средней юры до раннего-среднего олигоцена происходили неоднократные и неравномерные движения, среди которых преобладали движения отрицательного знака, в результате чего в областях Урала и Зауралья имели место несколько трансгрессий и регрессий; начиная со среднего олигоцена отмечается тенденция к поднятию и к концу олигоцена на всей территории Урала и Зауралья установился континентальный режим.

Вместе с тем, при общности тенденций, тектоническое развитие разных областей, по существу, оказалось неодинаковым, поскольку тектонические движения несколько различались во времени, проявились с различной степенью интенсивности и были неравномерными. В течение мезо-кайнозойского мегацикла выделяются: в областях восточного склона и Зауралья — триас-раннеюрский, среднеюрско-раннеолигоценовый, среднеолигоценово-миоценовый и плиоцен-четвертичный этапы и соответствующие им структурные ярусы; в области Приуралья — рэтско-раннеюрский, среднеюрско-среднеолигоценовый, позднеолигоценово-четвертичный и четвертичный этапы и соответствующие им структурные ярусы.

Не останавливаясь здесь на деталях тектонического развития территории в течение отдельных этапов мезо-кайнозойского мегацикла, поскольку эти вопросы освещены в соответствующих разделах тома, отметим, что платформенные структуры несут определенные черты унаследованности, выражающиеся в общности их простираций с палеозойскими, в приуроченности крупных положительных структурных форм мезо-кайнозойского покрова в Зауралье к антиклинорным и, наоборот, впадин — к синклинорным палеозойским сооружениям. Это указывает, что в платформенную стадию тектонического развития палеозойские положительные структуры имеют относительную тенденцию к поднятиям, отрицательные — к опусканиям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя приведенное описание строения и тектонического развития Урала можно высказать некоторые общие положения и выводы.

1. Урал представляет собой геосинклинальную систему двухциклического развития, если учитывать полные циклы геосинклинального развития. Позднедокембрийско-кембрийский геосинклинальный прогиб возник и развился на древнем раннедокембрийском кристаллическом основании. Его развитие предопределило положение и форму палеозойской (ордовикско-позднепалеозойской) геосинклинали, внутренние зоны

которой расположились непосредственно к востоку от Центрально-Уральского поднятия.

2. Развитие позднедокембрийско-кембрийской и ордовикско-познепалеозойской геосинклинали протекало по сходным планам: возникновение прогибов; их расширение; появление частных поднятий и прогибов и связанных с ними глубинных разломов, нередко сопровождавшихся интрузиями перидотитовой и габбровой магмы; проявление базальтоидного вулканизма; общая инверсия внутренних зон прогибов и главная фаза складчатости, сопровождавшиеся возникновением и интрузиями гранитовой магмы; консолидация с платформой. В то же время ордовикско-познепалеозойская геосинклиналь существенно отличалась от позднедокембрийско-кембрийской большими дифференцированностью движений, расчлененностью геосинклинали, амплитудами поднятий и интенсивностью складчатых движений, а также значительно более интенсивным магматизмом. Главная масса магматических пород и, в частности интрузивных пород на Урале, развита во внутренних зонах палеозойской геосинклинали.

3. К концу палеозоя, в основном, было закончено формирование Уральской складчатой системы и консолидация ее с Русской платформой. В мезозое и кайнозое Урал с прилегающими к нему территориями Приуралья и Зауралья переживал стадии платформенного развития с господствующими на них эпейрогеническими движениями. На фоне региональных поднятий и опусканий отмечается некоторая дифференцированность движений, обусловленная характером палеозойских структур, что придает мезозойско-кайнозойским структурам черты унаследованности.

В гравитационном и магнитном полях Урала и его обрамлений четко выделяются три крупные зоны, различающиеся друг от друга структурой поля, конфигурацией и ориентировкой аномальных зон — западная, центральная и восточная.

Западная зона, соответствующая восточной окраине Русской платформы и Предуральскому прогибу, характеризуется аномалиями со сравнительно небольшими вертикальными градиентами и плавными изменениями значений поля по площади, а также линейными аномалиями различной, преимущественно субширотной ориентировки.

Восточная зона, соответствующая расположенным к востоку от складчатого пояса структурам Западно-Сибирской низменности и Казахстана, также характеризуется по преимуществу субширотной ориентировкой аномалий гравитационного и магнитного полей со сравнительно небольшими градиентами и плавными изменениями значений. Магнитное поле Западно-Сибирской низменности, особенно к югу от широты Тобольска, в результате широкого развития локальных аномалий имеет более сложный рисунок, чем магнитное поле Русской платформы. Эта особенность, по-видимому, объясняется наличием сильно магнитных пород в сравнительно более молодом по возрасту и менее измененном комплексе пород фундамента.

Гравитационные и магнитные поля Уральского складчатого пояса (**центральная зона**) на фоне полей, обрамляющих его территории, четко выделяются полосовыми, вытянутыми в субмеридиональном направлении аномалиями сложного строения с резкими градиентами силы тяжести и вертикальной составляющей магнитного поля. Аномалии субширотной ориентировки, столь характерные для Русской платформы и Западно-Сибирской низменности, здесь имеют резко подчиненное значение.

В магнитном поле такие аномалии пользуются относительно широким развитием в восточной части пояса в пределах Зауралья, где они в основном характеризуют районы развития кайнотипных эффузивов триаса. В гравитационном поле четко выраженную субширотную ориентировку имеют аномалии в пределах Уват-Тавдинского регионального максимума, глубоко вдающегося в пределы аномальных полей с субмеридиональной ориентировкой со стороны Западно-Сибирской низменности.

Аномальные поля, характерные для Русской платформы, прослеживаются под Предуральским прогибом, Западной зоной складчатости и значительной частью Центрально-Уральского поднятия. Отмечается, что при приближении к складчатым сооружениям восточного склона Урала, аномальные поля, характеризующие платформенные структуры, несколько изменяются, возможно деформируются, приобретая более вытянутую в субмеридиональном направлении ориентировку (например, восточная часть Кунгурской аномалии и др.). На зону деформи-

рованных аномалий, обусловленных, по-видимому, структурами фундамента платформы, часто накладываются группы локальных аномалий с явно уральским субмеридиональным простираем.

Стык аномальных полей субмеридиональной ориентировки с субширотными аномальными полями Западно-Сибирской низменности менее четок, особенно на юге. Наиболее уверенно эта граница может быть проведена по восточной окраине зоны отрицательных значений силы тяжести, отвечающей Тобольско-Кушмурунскому поднятию. На севере выделение границы между аномальными полями Урала и Западной Сибири осложняется наличием Уват-Тавдинского гравитационного максимума, по южной окраине которого граница субмеридиональных структур довольно резко смещается на запад.

Из анализа гравитационного и магнитного полей (рис. 35) можно сделать предположение, что в восточной части Уральской складчатой зоны существует довольно широкая переходная зона, в которой наряду с аномалиями субмеридиональной, отмечаются и аномалии с ориентировкой, близкой к субширотной.

Характерной особенностью гравитационного поля в пределах Уральского складчатого пояса является закономерное чередование вытянутых в субмеридиональном направлении зон положительных и отрицательных значений силы тяжести. Конфигурация и размеры отдельных зон различны. Большая часть субмеридиональных зон прослеживается через весь Урал на многие сотни километров, расширяясь в плане от Среднего Урала на юг и на север. Отмечается некоторое увеличение размеров аномальных зон и в направлении с запада на восток. Полосчатое строение гравитационного поля значительно усложняется на Среднем Урале в результате широкого развития положительных гравитационных полей. При этом меридиональные пояса отрицательных значений силы тяжести, прослеживающиеся на многие сотни километров от Полярного Урала до Мугоджар, прерываются или проявляются в виде пунктирных цепочек мелких локальных минимумов силы тяжести.

Сопоставление гравитационного поля с данными геологических исследований и результатами определения физических свойств горных пород позволяет установить, что характер, интенсивность и конфигурация аномалий гравитационного поля обусловлены для Уральской складчатой системы, в основном, петрографическим составом пород, слагающих уральские складчатые структуры, для Зауралья и прилегающих к нему районов Западно-Сибирской низменности — петрографическим составом пород палеозойского фундамента, а на характер гравитационного поля восточной окраины Русской платформы, в основном, оказывает влияние вещественный состав кристаллического фундамента. Резкая плотностная дифференциация, существующая между комплексами пород, участвующих в строении уральских складчатых структур и кристаллического фундамента Русской платформы, обуславливает значительные аномалии силы тяжести. Расчеты позволяют предполагать, что основная масса гравитационных аномалий может быть объяснена влиянием пород, слагающих верхние горизонты земной коры (на глубину порядка 12—20 км).

В гравитационном поле локальными максимумами силы тяжести выделяются все габбровые массивы. Положительными полями различной интенсивности отмечаются области развития эффузивных и эффузивно-осадочных образований, причем интенсивность поля зависит от мощности и состава эффузивов. Области развития осадочных отложений фиксируются, преимущественно, пониженными значениями силы тяжести. Синклиналильные структуры, выполненные мощными толщами

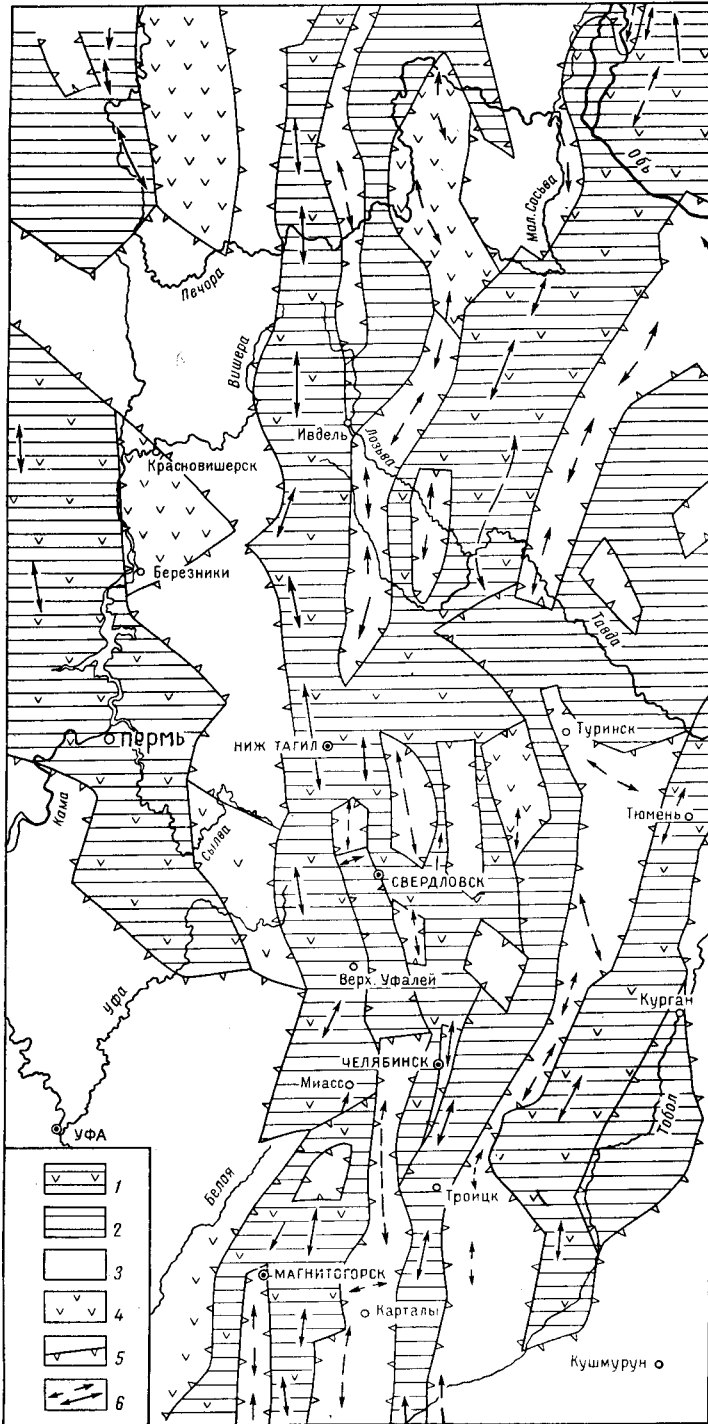


Рис. 35. Схема элементов гравитационного и магнитного полей

1 — относительно повышенные гравитационные и магнитные поля; 2 — относительно повышенные гравитационные и пониженные магнитные поля; 3 — относительно пониженные гравитационные и магнитные поля; 4 — относительно пониженные гравитационные и повышенные магнитные поля; 5 — границы зон; 6 — оси локальных гравитационных аномалий

осадочных отложений, выделяются локальными минимумами силы тяжести. Массивы нормальных гранитов отмечаются локальным понижением поля.

В гравитационном поле находят отображение большинство зон глубинных разломов, фиксируемых основными и ультраосновными интрузивами. Они прослеживаются по наиболее интенсивным частям максимумов, характеризующих наибольшую мощность габбро в пределах массивов или участки развития перидотитов. Зоны глубинных разломов, сопровождающиеся выходами перидотитовых поясов, в гравитационном поле часто приурочиваются к участкам гравитационных ступеней (Сакмарский, Салатимский, Сугомакско-Кацбахский, Серовско-Маукский пояса перидотитов и др.). Кроме того, гравитационными ступенями выделяются тектонические нарушения, приводящие в контакт породы с различной плотностью, в том числе и тектонические нарушения сбросового характера.

Характерная для Уральского складчатого пояса субмеридиональная зональность гравитационного поля отвечает основной особенности геологического и тектонического строения региона — чередованию прогибов и поднятий, синклиналиев и антиклиналиев. Причем прогибам, выполненным эффузивными и интрузивными образованиями основного состава, соответствуют зоны максимумов, а поднятиям, к ядрам которых приурочены массивы нормальных гранитов, — зоны минимумов.

Влияние других факторов на характер гравитационного поля большей части Уральского региона проявилось менее четко, чем петрографический состав слагающих его пород. Общее погружение фундамента выражается, в основном, в уменьшении интенсивности поля по мере погружения фундамента. Локальными изменениями (гравитационными ступенями, максимумами и минимумами) выделяются только резкие изменения в рельефе, особенно при его глубоком залегании. Так, гравитационной ступенью и понижением значений силы тяжести характеризуется зона регионального сброса на Северном Урале, где породы фундамента погружаются на глубину до 400—600 м. Гравитационными ступенями и интенсивными минимумами силы тяжести отмечаются резкие погружения кристаллического фундамента в пределах западного склона Урала к югу от Каратау и Сарапульской впадины на Русской платформе. Амплитуда погружений этих структур достигает нескольких километров. Изменение плотности и рельефа глубинных горизонтов земной коры безусловно оказывает значительное влияние на суммарную величину аномалий силы тяжести. Однако, выявление этого влияния в сложных полях Уральского региона чрезвычайно затруднительно. Граница Мохоровичича, рассчитанная по гравиметровым данным с использованием формулы Р. М. Деменицкой, представляет почти ровную поверхность с колебаниями рельефа порядка 1—5 км. Рельеф границы Мохоровичича, полученный по данным ГЗС на Свердловском пересечении, значительно более расчленен; с относительными изменениями глубин до 5—6 км, общий перепад глубин достигает 10 км. Очевидно, для Урала зависимость между рельефом границы Мохоровичича и гравитационным полем значительно более сложная, чем это приводится в графике Р. М. Деменицкой. Имеющиеся в настоящее время данные, в том числе и по профилю ГЗС, недостаточны для установления более достоверной корреляционной зависимости, отвечающей условиям Уральского региона и позволяющей учесть влияние глубинных факторов на всей его территории.

Магнитное поле над структурами Уральского складчатого пояса (рис. 36) очень сложное. Характерным является широкое развитие пониженных отрицательных полей интенсивностью 300—400 гамм, на

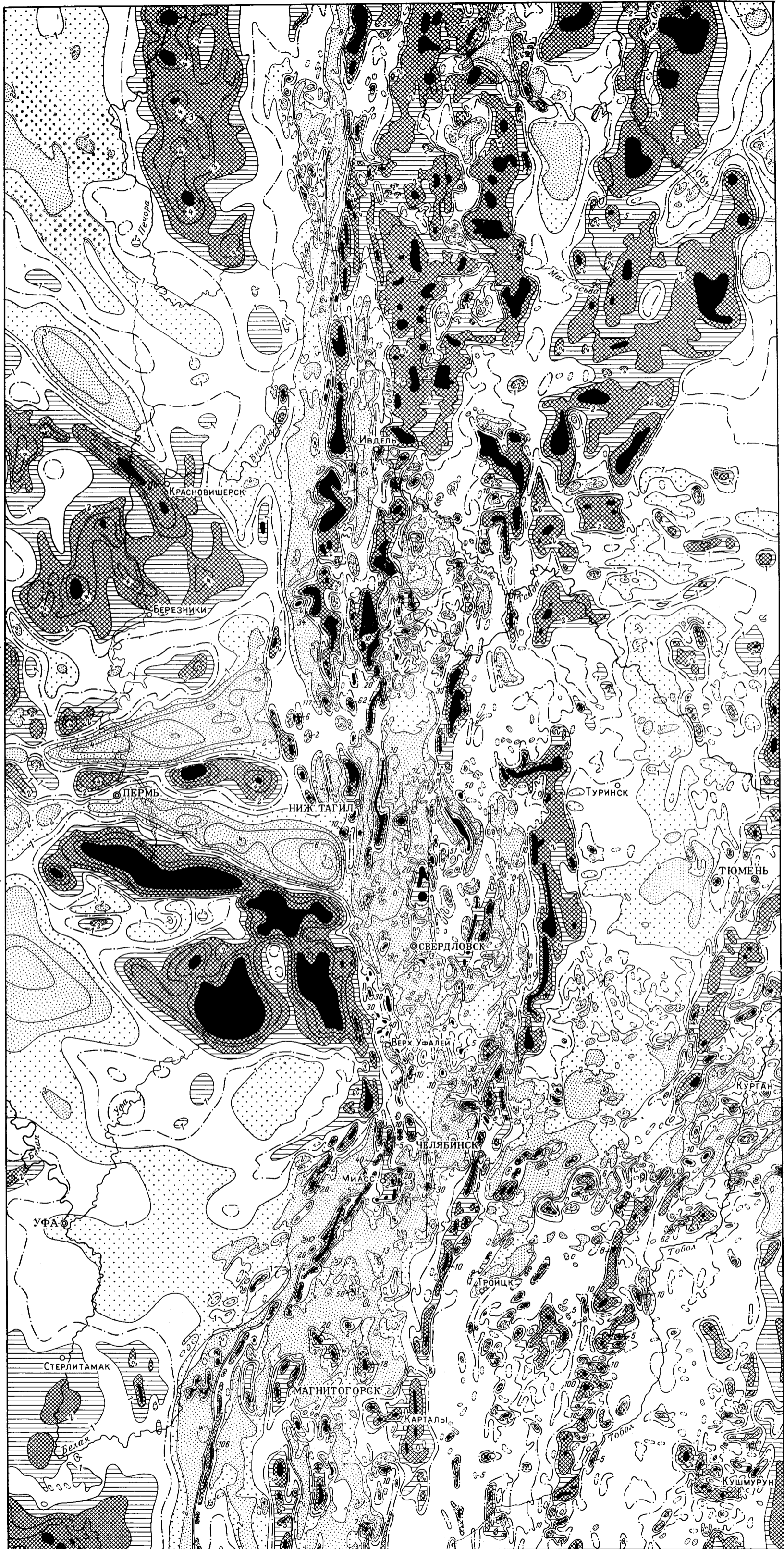


Рис. 36. Карта аномального магнитного поля Среднего Урала. Изолинии ΔT^a и Z^a .
(Составили Е. М. Ананьева, З. И. Дудкина, Н. Г. Кузнецова)

1 — положительные и отрицательные изолинии магнитного поля; 2 — нулевые изолинии; 3 — экстремальные значения; 4—9 — интенсивность поля, в сотнях миллизерстед (4 — больше 5, 5 — от 2 до 5, 6 — от 1 до 2, 7 — от 1 до -1, 8 — от -1 до -2, 9 — меньше -2)

фоне которых выделяется большое количество локальных, преимущественно положительных аномалий различной конфигурации: узких, линейно вытянутых в одном направлении полос, протяженностью от нескольких до ста и более километров, а также площадных, изометричных в плане аномалий. Большинство аномалий присуще очень сложное строение. Интенсивность аномалий магнитного поля изменяется от 1000 до +2000 ÷ 5000 *гамм* (для отдельных эпицентров до 10 000 и даже 30 000 ÷ 70 000 *гамм*). Значительно усложняет магнитные поля над Уральским регионом огромное количество мелких, почти точечных аномалий и очень сложное строение большинства аномальных зон. В направлении от «открытого» Урала на запад, восток и северо-восток наблюдается уменьшение напряженности и увеличение площадных размеров аномальных зон, что обусловлено увеличением глубины залегания фундамента. Если в гравитационном поле находит отображение строение довольно глубоких горизонтов разреза, то магнитное поле в пределах Уральского региона, в значительной своей части, обусловлено геологическим строением и степенью метаморфизации, в основном верхних частей разреза. Поэтому в ряде случаев наблюдается несовпадение контуров гравитационных и магнитных аномалий. Кроме того, несовпадение контуров гравитационных и магнитных аномалий может быть обусловлено тем, что не всегда существует прямая зависимость между магнитной восприимчивостью и плотностью пород, особенно для их метаморфизованных разновидностей (серпентиниты, габбро).

Из разнообразного комплекса пород, слагающих фундамент Уральского складчатого пояса, наиболее четко в магнитном поле отмечаются: массивы перидотитов и серпентинитов, характеризующиеся в большинстве случаев положительными аномалиями интенсивностью до 1000—5000 *гамм*; при этом дуниты платиноносного пояса характеризуются пониженными магнитными полями. Участки массивов, сложенные сильно метаморфизованными тальково-карбонатными породами, в магнитном поле массивов не выделяются или выделяются очень нечетко;

габбровые и габбро-перидотитовые массивы, характеризующиеся аномалиями интенсивностью до 2000—5000 *гамм*. Участки массивов, обогащенные титано-магнетитом, выделяются аномалиями интенсивностью до 10 000—12 000 *гамм* и более. Следует отметить, что большинство из массивов габбро, развитых в средней части Тагильско-Магнитогорского прогиба и в Восточно-Уральском прогибе, в магнитном поле не выделяются совсем или выделяются лишь своими отдельными частями. Это, по-видимому, объясняется степенью их метаморфизма и возможно различной степенью намагничивания габбро;

сиениты, гранодиоритовые и диоритовые разности гранитоидов габбровой формации создают аномалии от 200 до 2000 *гамм* и более. Отдельные массивы этих гранитоидов немагнитны и в магнитном поле не выделяются совсем, либо выделяются пониженными полями на фоне магнитных пород, например, габбро;

тела габбро-диабазов характеризуются вытянутыми в субмеридиональном направлении положительными магнитными аномалиями интенсивностью до 1000—1500 *гамм*. Магнитная восприимчивость габбро-диабазов колеблется от 0 до 5000 *гамм*. Размеры магнитных аномалий, в зависимости от размеров габбро-диабазовых тел, колеблются от точечных до линейных аномалий, протяженностью до 40 *км*. По своему строению аномалии, характеризующие крупные тела габброидов, весьма похожи на аномалии над серпентинитами;

зоны обогащения пород магнетитом.

Большинство крупных интрузий нормальных гранитов характеризуются спокойными или слабопеременными пониженными магнитными

полями. В пределах этих массивов повышенными, иногда довольно интенсивными локальными магнитными аномалиями, по-видимому, выделяются участки контаминированных гранитов или гранитов, обогащенных магнетитом. Такие участки отмечаются внутри Джабык-Карагайского, Челябинского, Мурзинского, Верхотурского, Восточно-Гаевского и других массивов. Отдельные массивы, как, например, Султаевский и Бердяушский, почти на всей площади характеризуются повышенными магнитными полями интенсивностью порядка 500—1000 *гамм*. Природа повышенных магнитных полей над этими массивами изучена недостаточно. По-видимому, это обусловлено широким развитием контаминированных пород. По контакту ряда гранитовых массивов отмечаются ореальные магнитные аномалии, обусловленные обогащением приконтактных зон гранитов и вмещающих пород магнетитом. Очень четко ореальные аномальные зоны отмечаются по контакту Ахуновского, Чесменского и других массивов. Зона сложного, преимущественно повышенного магнитного поля, отмечается по восточному контакту Мурзинского и группе Коневских массивов.

Сопоставление характера магнитного поля с геологическими данными позволяет установить, что кроме осадочных, сланцевых образований и массивов нормальных гранитов основной фон пониженного магнитного поля (интенсивностью 200—500 *гамм*) создают эффузивно-осадочные образования палеозойского возраста, выполняющие Тагильско-Магнитогорский, Восточно-Уральский и частично Тюменско-Кустанайский прогибы, а также Свердловский и Сухтелинский синклинории.

Для большинства палеозойских эффузивов характерны слабопеременные поля с широким развитием «точечных» аномалий интенсивностью до 500—1000 *гамм*. Более резко переменными полями с значительным количеством положительных аномалий интенсивностью до 1000—2000 *гамм* выделяются эффузивные образования березовской свиты в Карабулакском и Магнитогорском районах (в значительно меньшем объеме в районе Тагила и Кушвы, в Павдинском районе, Краснотурбинском районе и к северу от него, в Тагильско-Магнитогорском прогибе), силурийские эффузивы по восточному борту Челябинского грабена, диабазовые порфириды в районе пос. Султаново (Восточно-Уральский прогиб) и эффузивы валерьяновской свиты в Тюменско-Кустанайском прогибе.

Очень сложными, часто интенсивно-повышенными магнитными полями характеризуются кайнотипные эффузивы туринской серии в Зауралье. Интенсивность отдельных локальных аномалий над ними, особенно над долеритовыми разностями базальтов, достигает иногда 5000—15 000 *гамм*. На участках, где поверхность палеозойского фундамента залегает на значительных глубинах, зоны развития кайнотипных эффузивов часто выделяются площадными положительными аномалиями сложного строения.

Анализом физических свойств установлен очень широкий диапазон изменения магнитной восприимчивости эффузивов — от 0 до $2000 \div 4000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ и более. Для эффузивов туринской серии она достигает даже $30\,000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ. Однако подавляющее большинство эффузивов палеозойского возраста немагнитны или очень слабо магнитны. Сопоставление результатов определения физических свойств пород с данными петрографических исследований позволяет установить, что большинство немагнитных эффузивов соскритизировано, эпидотизировано и уралитизировано, в то время как относительно свежие разности пород сохраняют магнитные свойства. По-видимому, на магнитные свойства эффузивов, а также габбро значительное влияние оказали процессы зеленокаменного изменения, широко развитые на вос-

точном склоне Урала. Следует отметить, что закономерности изменения физических свойств для различных петрографических разностей пород в настоящее время изучены недостаточно.

По имеющимся сведениям о физических свойствах пород, слагающих кристаллический фундамент Русской платформы, можно предполагать, что значительная часть положительных аномалий, особенно площадных, обусловлена развитием в породах фундамента магнитных разностей гнейсов, железистых кварцитов и габброидов. Подтверждением этого является приуроченность значительной части площадных аномалий к зонам повышенного гравитационного поля, поскольку все перечисленные комплексы пород обладают также повышенной плотностью. Линейные магнитные аномалии, имеющие, как правило, большую протяженность, по-видимому, обусловлены развитием в фундаменте пород диабазовой серии, магнитная восприимчивость которых достигает 2000—5000 единиц. Пониженные магнитные поля обусловлены немагнитными разностями метаморфических пород, микроклиновыми гранитами и светлыми гнейсами.

Четкое отображение в гравитационном и магнитных полях различных литологических комплексов, слагающих уральские складчатые структуры и в значительной части фундамента обрамляющих его территории, позволяют использовать карты физических полей для уточнения контуров распространения отдельных литологических комплексов пород при составлении геологической карты, что оказалось особенно полезным для территории восточного склона Урала и Зауралья, скрытых под мезо-кайнозойскими отложениями.

Резкое различие в вещественном составе пород, слагающих основные и в ряде случаев более низкого порядка складчатые структуры Урала, позволяет использовать карты физических полей для уточнения внутреннего строения отдельных структур, а в закрытых районах Зауралья при отсутствии или недостатке геологических данных для ориентировочного определения их границ.

В пределах Русской платформы и Предуральяского прогиба геофизические исследования дают возможность получить хотя бы схематическое представление о глубине залегания, рельефе и вещественном составе кристаллического фундамента.

Анализ данных геофизических исследований позволил внести значительные коррективы в представления о внутреннем строении отдельных структурно-тектонических зон.

В гравитационном поле отмечаются большие размеры зон повышенных значений по сравнению с пониженными, что позволяет предполагать широкое развитие плотных образований и большие размеры синклинальных зон по сравнению с антиклинальными, а также, по-видимому, значительную базальтификацию земной коры в пределах Уральской геосинклинальной области и в прилегающих к ней районах Русской платформы. В физических полях, по сравнению со Средним Уралом, фиксируется значительное расширение зон прогибов на север и юг, что возможно связано с уменьшением тектонических напряжений в этих направлениях. Судя по характеру полей и имеющимся геологическим данным, прогибы в пределах Уральской геосинклинальной зоны представляют собой крупные тектонические структуры сложного строения, в пределах которых широко развиты мощные толщи базальтоидных образований.

Основным направлением структур Урала являются меридиональные и северо-восточные направления. Последние наиболее широко развиты на Северном Урале и в Зауралье. Большинство прогибов прослеживаются с севера на юг на большие расстояния, значительно расши-

рясь на отдельных участках Среднего Урала, где отмечаются значительные широтные раздувы (Уват-Тавдинская и Уфимская зоны). Самый крупный прогиб Уральской геосинклинали (Тагильско-Магнитогорский) прослеживается полосой повышенных значений гравитационного и сложного магнитного полей вдоль всей Уральской складчатой системы от Северного Ледовитого океана на севере до Аральского моря на юге, где, судя по характеру гравитационного поля, структуры Тагильско-Магнитогорского прогиба поворачивают на запад в пределы Прикаспийской впадины. По интенсивности гравитационного поля наиболее крупными отрицательными структурами с большой мощностью эффузивных образований и эффузивно-осадочных толщ являются Тагильско-Магнитогорский прогиб на западе и северная часть Тюменско-Кустанайского прогиба на востоке. С ними, судя по характеру гравитационного поля, связана основная масса эффузивных образований, мощность которых в верхней дифференцированной части разреза Тагильско-Магнитогорского прогиба достигает 8—12 км.

В северной части Зауралья аналогичным Тагильско-Магнитогорскому является северное продолжение Восточно-Уральского прогиба. Анализ гравитационного поля позволил установить, что среди образований, слагающих южную часть Восточно-Уральского и Тюменско-Кустанайского прогибов, преимущественным распространением пользуются осадочные образования. Установлено также, что на ряде участков граниты Восточно-Уральского поднятия проникли в пределы Тагильско-Магнитогорского и Восточно-Уральского прогибов и значительно усложнили их внутреннее строение.

Для участков прогибов, выполненных мощными толщами базальтоидных образований (Тагильско-Магнитогорский, Тюменско-Кустанайский), намечается некоторая зональность в строении зон повышенного гравитационного поля: приуроченность к крыльям прогибов наиболее повышенных полей и локальных максимумов силы тяжести, обусловленных массивными габбро; наличие в центральных частях прогибов относительно пониженных значений, локальных зон минимумов силы тяжести, приуроченных к центральным частям синклиналей, выполненных толщами преимущественно осадочных пород, иногда большой мощности (Кизильская, Брединско-Челябинская, Егоршинская, Махневская). С этими зонами, как правило, связаны и пояса тектонических депрессий, выполненные триас-юрскими образованиями (Челябинская, Буланашская, Успенская, Усть-Уйская и др.). Таким образом, центральная часть прогиба представляет собой довольно мобильную зону с большим количеством зон тектонических нарушений и блоковых подвижек.

Для отдельных частей прогибов, особенно в местах сильных тектонических нарушений характерно асимметричное строение. Очень четко в физических полях отмечается асимметричное строение средней части Тагильско-Магнитогорского прогиба (от широты г. Серова на севере до широты г. Верхне-Уральска — на юге). В западном крыле прогиба залегают крупные габбровые массивы Платиноносного пояса, вертикальная мощность которых по данным количественных расчетов достигает 8—10 км и более. В восточном крыле этой части прогиба по характеру физических полей могут быть выделены лишь небольшие по размерам и мощности габбровые массивы (Верхнейвинский, Верхне-Тагильский и др.). По конфигурации аномалий можно предположить, что оба пояса массивов падают навстречу друг другу. В наиболее широких, северной и южной, частях прогиба размеры массивов в восточном крыле увеличиваются и асимметричность в строении уменьшается. Характерно, что к наиболее широким частям прогиба, как правило, приурочиваются

более крупные синклинальные и депрессионные зоны (Сосьвинская, Кизильская).

Синклинии, расположенные внутри крупных поднятий, например, Свердловский и Арамилско-Сухтелинский, имеют более простое строение.

Характер гравитационных полей над зонами поднятий указывает на их чрезвычайно сложное строение. Выделяются два типа резко различных по характеру физических полей антиклинальных структур, развитых в пределах поднятий. К первому типу относятся антиклинальные структуры, в ядрах которых выходят крупные гранитовые массивы. Они характеризуются интенсивными минимумами силы тяжести. К второму — более плотные гнейсовые комплексы, типа Сысертского, Салдинского и Тараташского. Они характеризуются положительными значениями гравитационного поля и резко отличаются от гнейсовых комплексов, развитых в краевых частях гранитовых массивов, над которыми отмечаются отрицательные гравитационные поля, только несколько меньшей интенсивности, чем над гранитами. В области развития антиклинальных структур второго типа — массивы нормальных гранитов, как правило, имеют небольшую вертикальную мощность (Осиновский массив в пределах Сысертского гнейсового комплекса, тела гранитов в пределах Тараташского комплекса).

Наиболее крупными антиклинальными структурами, сложенными массивами нормальных гранитов большой мощности, в Уральской складчатой системе являются: Сартыньинский, Верхотурско-Верхисетский, Гаевско-Коневский (северные части) и Челябинско-Суундукский мегантиклинории в пределах Восточно-Уральского поднятия; Шаимский, Ницинско-Шадринский и Троицко-Кенгусайский мегантиклинории в пределах Зауральского поднятия. Пояса гранитовых массивов протягиваются на многие сотни километров вдоль Северного и Южного Урала.

На Среднем и частично Южном Урале поднятия имеют наиболее сложное строение. В пределах зон повышенного гравитационного поля развиты антиклинальные структуры второго типа (Салдинский, Сысертский, Вишневогорско-Ильменогорский, Гаевский гнейсовые комплексы), по характеру гравитационного поля сходные с Тараташским и Уфалейским гнейсовыми комплексами. Пояса же нормальных гранитов, прослеживаемые на многие сотни километров, прерываются. В зонах повышенного гравитационного поля довольно широко развиты базальтоидные образования. Так, например, в Петрокаменской зоне (Восточно-Уральское поднятие) мощность базальтоидных образований достигает 6—8 км, т. е. почти той же величины, что и в Тагильско-Магнитогорском прогибе.

Выделяемые на Среднем Урале седловинные синклинии и синклинальные погружения, судя по характеру гравитационного поля, представляют собой зоны, выполненные мощными толщами интрузивных и эффузивных образований основного состава, например, Невьянская седловинная синклиналь, Каменский седловинный синклиниорий, Свердловский и Сухтелинский синклинии, юго-западное крыло Зауральского поднятия.

Мощность базальтоидных образований в широтной части Свердловского синклиниория, расположенной между Сысертским гнейсовым комплексом и Верх-Исетской интрузией, достигает 5 км.

В то же время седловинные синклинали, отмечаемые между гранитовыми массивами в южной и северной частях поднятий, фиксируются лишь небольшими относительными повышениями силы тяжести на фоне минимумов, обусловленных гранитными интрузиями. Это по-

звояет предполагать, что они выполнены осадочными образованиями, которые, судя по интенсивности гравитационного поля, возможно, подстилаются гранитами.

Несколько особое положение в физических полях занимает Центрально-Уральское поднятие — самая западная положительная структура Уральской геосинклинальной зоны. Оно расположено на стыке миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной частей ее, поэтому на значительной площади совпадает с переходной зоной, для которой характерно наложение аномальных зон различных планов: платформенного и Уральского. Однако, влияние Уральских направлений в физических полях, особенно магнитном, под этой зоной значительно. Характерно, что широтные аномалии платформенного типа, на фоне которых отмечаются аномалии Уральского направления в пределах Центрально-Уральского поднятия, как правило, деформированы и приобрели несколько вытянутую в меридиональном направлении форму, по-видимому, в результате интенсивных тектонических напряжений. Этим же вероятно обусловлен и тот факт, что магнитные аномалии Уральского направления, а следовательно и обусловившие их интрузивные и метаморфические образования, как правило, имеют узкую, вытянутую форму (габбро Кусинской зоны, Мойвинский массив габбро-диабазов, сланцы с повышенной магнитной восприимчивостью, эффузивы и др.). Характер физических полей также указывает на сложное строение зоны поднятия. В средней части его широким развитием пользуются плотные образования (Шунутская седловина и северная часть Тараташско-Ямантауского антиклинория). Остальная часть Центрально-Уральского поднятия сложена мощными толщами осадочных образований. В пределах Башкирского поднятия, по данным А. Я. Яроша, И. Г. Огарина и других, мощность осадочных образований достигает 12 км, на Среднем Урале — 6—8 км.

Наличие гранитов, кроме известных массивов на Полярном Урале, по характеру гравитационного поля может быть предположено в пределах Башкирского поднятия.

В магнитном и гравитационном полях четко отображаются крупные разломы, контролируемые выходами перидотитов и габбро, разломы, разделяющие блоки с различной ориентировкой аномальных зон, а также разломы, разделяющие положительные и отрицательные складчатые структуры. По данным гравиметрических, сейсмических, электро-разведочных и магнитных наблюдений, отображаются блоковые подвижки и тектонические нарушения в фундаменте, характеризующиеся излияниями кайнотипных эффузивов, зонами повышенной минерализации пород магнетитом и повышенной радиоактивности. Вместе с тем большое количество нарушений в одинаковых по физическим свойствам породах, не сопровождающиеся магматическими или метасоматическими процессами, в физических полях не отражаются.

Тектонические нарушения, выделенные по характерным особенностям физических полей, обычно располагаются кулисообразно, подчеркивая сложное строение тектонически нарушенных или ослабленных зон и значительную их ширину. Зоны тектонических нарушений часто прослеживаются на очень больших расстояниях, причем к основным направлениям иногда под углом подходят оперяющие разломы (восточный борт Челябинского грабена, Картабанские и Анохинская депрессии).

По характеру физических полей могут быть выделены зоны тектонических нарушений меридионального, северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений.

Преобладающее значение в пределах Уральской геосинклинали имеют разломы «Уральского» (меридионального и северо-северо-восточного) простираения, определяющие размещение интрузивных поясов и преобладающего количества зон тектонических нарушений.

Меридиональные направления тектонических нарушений наиболее широко развиты в пределах Тагильского и восточной части Магнитогорского мегасинклинориев и в пределах Восточно-Уральского поднятия. Северо-северо-восточные направления тектонических нарушений преобладают в Зауралье, причем на востоке даже отмечается некоторое увеличение угла наклона. Однако и в пределах открытого Урала эти направления развиты довольно широко, особенно в западной части Магнитогорского мегасинклинория.

Диагональные и поперечные (субширотные) системы разломов наиболее уверенно выделяются в Приуралье и Зауралье по интенсивным магнитным аномалиям. В Зауралье эти аномалии, как правило, обусловлены излияниями кайнотипных эффузивов. В открытой части Урала субширотные направления намечаются, в основном, по срезу аномальных зон, наличие локальных аномалий с субширотной ориентировкой, конфигурации отдельных интрузивных массивов. Среди поперечных зон тектонических нарушений с большей достоверностью прослеживаются субширотные и северо-западные. Северо-западные направления более четко проявились на Северном Урале в зоне влияния Тиманской складчатости. На остальной территории они в значительной мере затушеваны и намечаются в физических полях, в основном, по срезу аномальных зон. Зоной больших градиентов силы тяжести в пределах Уральского складчатого пояса и интенсивными магнитными аномалиями в Приуралье фиксируется зона предполагаемого разлома северо-западного направления, проходящая примерно в направлении Кургур—Свердловск—Катайск. Также через весь Урал из пределов Русской платформы в Западно-Сибирскую низменность прослеживаются зоны разломов субширотного направления (Каратауско-Челябинская и Кизеловско-Сосьвинская).

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА

Ранние исследователи Урала, начиная с Меглицкого и Антипова (1858), подмечали связь форм рельефа с литологией пород и палеозойскими тектоническими структурами. Позднее эти взгляды были развиты А. А. Григорьевым (1925) применительно к Южному Уралу.

Многие исследователи подмечали в рельефе Урала определенные закономерности, связанные с эрозионными циклами, запечатленные в рельефе в виде пенепленов или поверхностей выравнивания. Такие пенеплены на Южном Урале впервые были описаны Меглицким и Антиповым вторым. Позднее, Ф. Гулливер (F. Gulliver, 1899) и А. Филлиппсон (A. Philippson, 1898) указали на наличие различных уровней почти равнин на западном склоне Южного Урала. В начале текущего столетия Л. Дюпарк и Ф. Пирс (Duparc L. et Pearce F., 1905; Duparc L., Pearce F., Tikhonowitch M., 1909) описали плоские поверхности в высокогорной части Северного Урала, считая их остатками древних эрозионных уровней. Несомненно, древний пенеплен, расчлененный позднейшей эрозией, был подмечен в Южном Приуралье И. М. Крашенинниковым (1951).

В бассейнах верхнего течения рек Печоры и Ылыча, в результате детального морфологического анализа, В. А. Варсанюфьева (1932) выделила четыре яруса рельефа и считала их разновозрастными. В дальнейшем исследовании большого числа геологов (Е. П. Молдавцев, А. В. Хабаков, О. Л. Эйно, Л. С. Берг, Е. А. Кузнецов) подтвердили наличие ярусности рельефа и наличие древних пенепленов во многих местах Урала. Эти идеи наличия разновозрастных поверхностей выравнивания с попыткой восстановления истории развития рельефа и гидрографической сети Урала были отражены на среднемасштабной геоморфологической карте Урала, составленной под редакцией Я. С. Эдельштейна. При этом, наряду с эрозионной, была подмечена тектоническая ярусность, зафиксированная в рельефе уступами.

Иное направление, придающее основное значение в образовании ярусности рельефа тектоническому фактору, было впервые сформулировано Г. Фредериксом (1927), позднее развито Д. В. Наливкиным (1943б) и другими геологами. Названные исследователи предполагают на Урале наличие дифференцированных неравномерных глыбовых подвижек, происходивших в мезозое и кайнозое, продолжающихся и по настоящее время. Между поднимающимися глыбами, по их мнению, располагаются мобильные относительно погружающиеся структурно-денудационные депрессии. С. Г. Боч и И. И. Краснов отмечают теснейшую связь рельефа с геологическими структурами, а также с литологией коренных пород и показывают генезис выделенных форм рельефа. Они отрицают эрозионную ярусность рельефа хотя и признают местами наличие поверхности древнего пенеплена, залегающей на разных уровнях в силу неодинаковых молодых тектонических подвижек.

Наряду с этими тремя основными направлениями существует четвертое направление, намеченное впервые И. М. Крашенинниковым (1927), ряд положений которого был развит за последние годы И. П. Герасимовым (1948). И. М. Крашенинников писал: «Современный Урал, конечно, не сохранил каких-либо реальных остатков рельефа первоначально высокогорной страны. Несмотря на неоднократные положительные эпейрогенические поднятия, деструкционные процессы с конца палеозоя настолько изменили современную структуру поверхности, что вся она связана с последующими процессами преобразования, главным образом, с эрозионными «географическими циклами». Однако, как ни велика была роль деструкции, превратившей первичную высокогорную страну в тип средних гор и пенепленизированных поверхностей, поднятых на различную высоту, в геоморфологической картине наших дней без труда можно проследить влияние особенностей палеозойского геотектогенеза, создавшего определенные тектонические полосы и зоны и определившего их основную конфигурацию» (Крашенинников, 1951). Таким образом, И. М. Крашенинниковым геоморфология Урала ставилась, во-первых, в тесную историческую связь с палеозойским тектогенезом и палеозойскими структурами, во-вторых, отмечалась важная роль эрозионных циклов и, наконец, указывалось на позднейшие поднятия денудационных поверхностей на разную высоту.

Из сделанного краткого обзора следует, что в трактовке геоморфологии Урала наметились следующие основные направления: а) структурно-литологическое (А. А. Григорьев); б) идея отражения истории развития рельефа на принципе выделения разновозрастных поверхностей выравнивания (В. А. Варсанюфьева, Я. С. Эдельштейн и др.); в) структурно-тектоническое (С. Г. Боч и И. И. Краснов) и, наконец, г) направление, заложенное И. М. Крашенинниковым, наиболее близкое к установкам, развитым Я. С. Эдельштейном, в значительной степени согласующее руководящие принципы остальных направлений.

За последние полтора десятка лет получили распространение морфогенетический принцип, основанный в значительной степени на структурно-литологических и структурно-тектонических построениях и придающий особое значение выделению типов и форм рельефа и установлению их генезиса (И. И. Краснов, Н. П. Вербицкая и др.). Однако на первом пленуме Геоморфологической комиссии при ОГГН АН СССР, проведенном в 1960 году в г. Москве, этот принцип не был одобрен, а на втором пленуме этой комиссии, проведенном в г. Саратове осенью 1962 года, было отмечено, что весьма плодотворным является принцип, основанный на выделении элементарных поверхностей различного возраста и генезиса.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ИХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Коры выветривания Урала были описаны в целом ряде работ: Г. В. Вахрушева (1949), И. И. Гинзбурга (1947), И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой (1951), И. М. Крашенинникова (1951), К. В. Никифоровой (1948), Е. Н. Шукиной (1946), А. В. Хабакова (1935), В. А. Гуцаки (1963), В. Н. Разумовой (1967), В. П. Петрова (1967), А. Г. Черняховского (1966), А. П. Сигова (1957, 1963) и др. В табл. 2 приводится схема развития кор выветривания Урала по А. П. Сигову (1957).

Образование коры выветривания по существующим взглядам И. И. Гинзбурга (1947) может происходить только на пенепленах. Как

Т а б л и ц а 2

Геологический возраст	Характер выветривания	Примечания
P ₂ T ₁	Латеритное? выветривание	В связи с тектоническими подвижками образование коры выветривания не повсеместно,— в тектонических зонах в условиях омоложенного рельефа происходит только дезинтеграция пород
T ₂ T ₃	Каолиновое и латеритное? выветривание—в зависимости от местных условий	Кора выветривания образуется непрерывно вне пределов тектонических депрессий; внутри последних—только в периоды покоя
J ₁ J ₂ J ₃	Каолиновое выветривание	То же; происходит деградация латеритного? профиля, а также выщелачивание и вынос полуторных окислов, усиливающиеся при наступлении приморского климата
Cr ₁ Cr ₂	Затухание каолинового выветривания (с погребением ранее образованной коры выветривания)	Выщелачивание и вынос окислов железа в условиях приморского климата. Частичная абразия
Pg ₁ Pg ₂	?	Миграция кремнезема. Накопление кремнистых континентальных и морских толщ. Частичная абразия
Pg ₃	Каолиновое выветривание	Наложение новой коры выветривания на обнажившиеся палеозойские породы, а также на толщи морских меловых и третичных осадков
N ₁	?	Прекращение каолинового выветривания
N ₂	Усиление физического выветривания	Сильный размыв каолиновой коры выветривания, в связи с перестройкой речной сети; врезание ее в слабо выветрелые породы; полимиктовый состав осадков
Q	Преобладание физического выветривания	Размываются главным образом слабо выветрелые породы, что определяет полимиктовый состав осадков

известно, выветривание всегда имеет селективный характер и мощность коры выветривания в каждой данной точке определяется целым рядом причин: характером геологических структур, литологией, тектонической нарушенностью и трещиноватостью пород, определяющих так называемую «внутреннюю поверхность», геохимизмом среды и пр. Поэтому-то мощность коры выветривания обычно очень сильно варьирует даже на небольших расстояниях, изменяясь от первых метров до десятков метров, а иногда даже до одной-двух сотен метров.

Значение коры выветривания в рельефообразовании явно недооценивается. В этом вопросе требуются дальнейшие исследования, пока же это значение может быть иллюстрировано отдельными примерами.

Рыхлые образования коры выветривания легко смываются и под ними обнажается неровная «мелкосопочная» поверхность относительно свежих твердых пород; так, в частности, образовался южноуральский мелкосопочник. Заложившаяся на площадях развития коры выветривания речная сеть при понижении базиса эрозии эпигенетически врезалась в твердые породы, не считаясь с геологическими структурами. Так образовались некоторые эпигенетические фрагменты современной речной сети восточного склона Урала.

Важное значение имеют древние коры выветривания при определении возраста поверхностей выравнивания. Площади развития мезозойской (юрской, меловой) коры выветривания могут быть прямо отнесены к мезозойской поверхности денудации. Аналогично, по развитию верхнепалеогеновой коры выветривания может быть выделена верхнепалеогеновая поверхность денудации. По отложениям коррелятным этим корам выветривания определяется возраст соответствующих поверхностей выравнивания как денудационных, так и аккумулятивных.

Очень важную роль сыграли мезозойские и олигоценая коры выветривания в образовании гипергенных полезных ископаемых, ввиду чего геоморфологические районы с хорошо сохранившимися корами выветривания являются особо перспективными в промышленном отношении.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

Из различных факторов рельефообразования регионально действующими и важнейшими для Урала были: тектоника, выветривание, эрозия и денудация. Локально проявили себя: абразия, значение которой более ранними исследователями Урала, по-видимому, несколько переоценивалось; ледниковая экзарация, проявившаяся почти в северных широтах; карст, связанный только с карстующимися карбонатными, гипсоносными и соленосными породами. Ограниченное значение в рельефообразовании на самом Урале, но нередко очень большое на прилегающих равнинах имели — морская, речная, озерная и, очень незначительное эоловая аккумуляция. Пассивную, но важную роль в выработке рельефа играла литология горных пород.

При выборе основных принципов геоморфологического подразделения Урала мы не можем базироваться только на литологии или тектонике, или руководствоваться только идеей возрастного расчленения рельефа, а должны руководствоваться комплексом данных. Все эти факторы в какой-то мере были учтены при первой попытке геоморфологического районирования Южного Урала, сделанной И. М. Крашенинниковым (1927). Позднее схема И. М. Крашенинникова была развита и дополнена И. П. Герасимовым (1948); ее мы и принимаем за основу, выделяя геоморфологические районы, которые совпадают с оргграфическими районами, или входят в их состав (табл. 3).

Поверхности размыва Приуралья. Приуралье соответствует зоне предгорного прогиба, выполненного осадками, начиная от верхнего силура до перми. Интрузивы и эффузивные покровы здесь отсутствуют, складчатость затухает, а мощность осадков убывает с востока на запад. Характер осадков и фауны обнаруживает связь с Русской платформой. По И. П. Герасимову, большей части площади Приуралья свойствен столбово-эрозионный рельеф с двумя типами морфологических ландшафтов: а) ландшафт эрозионных возвышенностей (Общий Сырт, Белебеевская, Бугульминская возвышенности) и б) ландшафт сниженной эрозионной равнины (Прибельская депрессия, Подуральское плато). Основой этих морфологических ландшафтов являются древние денуда-

Таблица 3

Орографические районы	Геоморфологические районы
Восточная окраина Русской равнины	Поверхности размыва Приуралья
Уфимское плато	Приподнятый пенеппен Уфимского плато
Предгорья западного склона Урала	а) остаточные массивы верхне-мезозойско-палеоген-миоценовой денудационной поверхности западных предгорий Северного и Среднего Урала; б) то же, Южного Урала
Горный Урал	а) приподнятые горные массивы Северного и Среднего Урала; б) то же, Южного Урала (районы относительно сильных воздыманий в мезозое и кайнозое)
Предгорья восточного склона Урала	Остаточные массивы мезозойской денудационной поверхности предгорий восточного склона Урала
Зауральский пенеппен	а) Зауральский мезозойский пенеппен; б) поверхность Зауральского мезозойского пенеппена, покрывавшаяся эоценовым морем и обнажившаяся из-под морских отложений (абразионный пенеппен)
Западно-Сибирская низменность	Континентально-морская палеоген-неогеновая аккумулятивная равнина Зауралья

ционные поверхности мезозойского и палеогенового возраста. И. П. Герасимов выделяет здесь два яруса древних эрозионных поверхностей. Сходные воззрения отражены и на среднемасштабной геоморфологической карте Урала, на которой в пределах Приуралья господствующее развитие имеют мезозойские и третичные поверхности размыва*.

Приподнятый пенеппен Уфимского плато. Это — обширная платообразная поверхность, развитая на известняках артинского яруса, в которую более или менее глубоко врезаются системы каньонобразных долин (Герасимов, 1948). На основании данных В. А. Варсанюфьевой (1927) и П. Л. Безрукова (1938), мы можем заключить, что поверхность этого пенеппена уже была сформирована к верхнему мелу, перекрыта осадками сантонского моря и затем континентальными палеогеновыми отло-

* В Приуралье не существовало горных возвышенностей и поэтому термин «поверхности выравнивания» здесь не применим.

жениями в виде каолиновых глин*, после чего, вероятно, в миоцене эта поверхность была приподнята.

Остаточные массивы верхнемезозойско-палеоген-миоценовой денудационной поверхности западных предгорий Северного и Среднего Урала. Непосредственно к востоку от описанных районов, приурочиваясь к полосе развития дислоцированных осадочных свит палеозоя, располагается зона сниженного, очень сильно сношенного рельефа, в виде низких водораздельных хребтов и широких выровненных водоразделов. По В. А. Варсанофьевой (1932), в северной части этой зоны колебания высот ничтожны по сравнению с горной частью Урала и постепенно сходят на нет по направлению к Печорской равнине, где



Рис. 37. Остаточные горы вблизи пос. Поляковского на Южном Урале

поднятия сменяются опусканиями. В области низких водораздельных хребтов и выровненных водоразделов отчетливо выступают два яруса рельефа — две поверхности выравнивания, нижняя из которых лопастно внедряется в верхнюю. Южнее, в западных предгорьях Среднего Урала, И. И. Краснов усматривает уровень пенеплена, располагающийся на высотах от 300 м на западе до 450 м на востоке. В целом данная зона является переходной между значительно приподнятой полосой горных массивов Северного и Среднего Урала и относительно слабо приподнятым Приуральем.

Остаточные массивы верхнемезозойско-палеоген-миоценовой денудационной поверхности западных предгорий Южного Урала. Этот район занимает сходное геоморфологическое положение с вышеописанным, располагаясь между приподнятыми горными массивами Южного Урала и Южным Приуральем. Еще Ф. Н. Чернышевым (1889) было подмечено несоответствие чисто горного рельефа глубоко врезынных речных долин с равнинным обликом водораздельных пространств данного района (рис. 37); сложенного дислоцированными породами карбона, верхнего и среднего девона. Наличие ярко выраженного древнего пенеплена на междуречьях было впервые описано И. М. Крашенинниковым (1951), установившим разницу базисов эрозии древнего и современного географических циклов, равную в среднем 130 м. Возраст древнего пенеплена определен им в пределах от верхнего мела до конца третичного вре-

* В настоящее время их датируют верхним олигоценом, сопоставляя с наурзумской свитой А. Л. Яншина (1953).

мени. Следует заметить, что А. Филлиппсон (1898) усматривал в пределах описываемой области даже два уровня эрозионного пенепплена.

Приподнятые горные массивы Северного и Среднего Урала. Среди описываемого района орографически и геологически могут быть выделены три меридиональные зоны. На западе выступают горы и хребты западного склона Урала, расположенные в полосе развития дислоцированных осадочных палеозойских толщ, такие как Ишерим, Мартай, Чердынский Камень, Осянка, Басеги, с абсолютными высотами до 1000—1300 м. Здесь сильно сказалась селективная денудация (горы и хребты сложены наиболее устойчивыми породами). Согласно И. И. Краснову «если отбросить резко выступающие отдельные горные массивы, то средние высотные отметки водоразделов в этой зоне расположатся в пределах 450—500 м в южной части и до 550—650 м в северной. С данным типом рельефа связан уровень пенепплена».

Восточнее описанной зоны располагается хребет Уральский с его сглаженными уплощенными очертаниями поверхности увалов. Он приурочен к антиклинорию, сложенному древними толщами, частично, возможно, еще докембрийского возраста и, по-видимому, в течение почти всего палеозоя являвшемуся областью сноса. Южную сниженную часть этой зоны, расположенную на абсолютных высотах 520—550 м, с редкими вершинами, поднимающимися на 50—200 м выше отмеченных уровней, Е. И. Воронцова рассматривает как древний пенепплен. К северу высоты хребта возрастают, достигая максимума 1340 м несколько севернее широты 60°. Однако и в этой наиболее возвышенной и расчлененной части намечается пологохолмистая поверхность пенепплена, лежащая на абсолютных высотах около 600 м, над которой господствуют горные вершины.

Последней к востоку орографической зоной является Восточно-уральская горная гряда, включающая ряд крупнейших горных вершин — Денежкин, Конжаковский, Косьвинский Камни и другие с абсолютными отметками до 1571 м. Эта зона приурочена к поясу развития габбро-перидотитовых пород, связанному в свою очередь с зоной глубинных разломов. Крупные горные вершины резко выделяются на фоне древнего пенепплена, описанного в свое время Л. Дюпарком и Ф. Пирсом (1905, 1909).

Образную характеристику южной части всего описанного района, в составе всех трех орографических зон, дает Е. А. Кузнецов (1939): «Если не было бы расчлененности реками, мы имели бы ровное плато, начиная от палеозоя крайнего запада (Пашия) и кончая районом габбро, где был бы более или менее значительный уступ на низшие высоты. ... Здесь, при сопряжении с нижним ярусом, мы имеем край асимметричного плато, постепенно понижавшегося на запад и круто обрывавшегося к востоку».

Если к югу данный район, приобретая все более сношенный облик, несколько южнее Нижнего Тагила утрачивает окончательно горный характер, то к северу, как уже упоминалось, высоты быстро нарастают. Параллельно с этим, все более отчетливо выступает в рельефе уступ по границе с расположенной восточнее полосой остаточных массивов, обусловленный послепалеозойской тектоникой. В Вишерском Урале отмеченная Е. А. Кузнецовым для более южных широт асимметрия исчезает и с запада данный район также ограничивает резкий тектонический уступ, протягивающийся вдоль меридионального течения р. Вишеры. Итак, описываемый район выделяется как район послепалеозойских поднятий, может быть унаследованных с еще более ранних эпох, — поднятий более интенсивных в северной его части, причем они сопровождалась разломами с востока на всем протяжении и с за-

пада — только в северной части района. Большинство исследователей отмечает наличие древней пенепленизированной поверхности, на фоне которой и выступают горные массивы.

Приподнятые горные массивы Южного Урала. Данный район включает две геоморфологические зоны И. М. Крашенинникова — антиклиналь хребта Урал-Тау и зону складчато-сбросовых хребтов метаморфических пород, расположенных западнее. К этому же району, вслед за И. П. Герасимовым, мы относим и более восточную полосу хребтов Ирעדк-Крыкты. В целом описываемый район вытянут почти в меридиональном направлении. Он не однороден тектонически и геоморфологически. Здесь, на протяжении всей палеозойской и послепалеозойской истории Урала, особо интенсивно проявлялись тектонические движения, вызвавшие в палеозое нагромождение коротких и опрокинутых складок, осложненных сбросами; в мезозое и кайнозое это был район наиболее неравномерных и интенсивных эпейрогенических поднятий. Именно здесь располагаются все важнейшие хребты Южного Урала, как, например, Иремель, Яман-Тау, Зигальга и другие с абсолютными высотами до 1646 м, сложенные наиболее устойчивыми породами. Естественно, что в этих условиях выделение денудационных уровней и их геологическая датировка являются крайне затруднительными. Намечается возможность подразделения данного большого геоморфологического района на отдельные крупные участки с несколько различной тектонической и геоморфологической историей, границы между которыми подчеркнуты уступами, вероятно, тектонического характера. Крупный тектонический уступ, теперь частично замаскированный последующими эрозионными процессами, протягивается вдоль восточной границы района. По направлению на юг местность постепенно снижается и переходит в приподнятый пенеплен южной оконечности Урала, описанный в свое время А. В. Хабаковым (1934).

Остаточные массивы мезозойской денудационной поверхности восточного склона Урала. Этот район протягивается полосой почти на всем протяжении Урала, отклоняясь от расположенных западнее приподнятых горных массивов более или менее ясно выраженными уступами. В средних широтах Урала (в районе Свердловска) поверхность описываемого района без всякой видимой границы сливается с верхне-мезозойско-палеоген-миоценовой денудационной поверхностью западного склона Урала, и сам главный водораздел здесь проходит по равнинной заболоченной местности с абсолютными высотами около 400 м. В сторону Западно-Сибирской низменности данный район граничит с Зауральским пенепленом на юге, с абразионным пенепленом — на средних широтах и с континентально-морской аккумулятивной равниной — на севере Урала. Ранее этот район был выделен И. М. Крашенинниковым как гирлянда предгорий восточного склона. У более поздних исследователей он часто фигурирует под названием увалистой полосы. Сложен район складчатым комплексом осадочных, эффузивных и метаморфических пород, прорванных многочисленными интрузиями кислого и основного состава. Уступы, отделяющие район от приподнятых горных массивов, трактовались выше как тектонические. Тектоническим же уступом отделен он на Южном Урале от расположенного восточнее пенеплена. Данный район характеризуется очень сносным рельефом, приближающимся во многих случаях к пенеплену (верховья бассейнов рек Уя и Миасса, район Полевского завода и пр.), в других — несколько более расчлененным (Миасский район и др.). Относительно хорошая сохранность древних кор выветривания и континентальных мезозойских отложений, большей частью мелового, а на севере нередко и юрского возраста, позволяют относить

выработку основных черт рельефа этого района к среднему или верхнему мезозою.

Зауральский мезозойский пенеplen. Этот район был выделен И. М. Крашенинниковым. По своей геологической структуре Зауральский пенеplen, будучи сложен весьма разнообразным комплексом изверженных, осадочных и метаморфических пород, целиком относится к Уральскому горному сооружению. В то же время, он настолько утратил черты первоначального горного рельефа, что здесь почти не заметна зависимость современной пластики от геологических структур (рис. 38). Располагаясь на небольшой абсолютной высоте, Зауральский пенеplen входит в «те периферические области в Уральском горном сооружении,



Рис. 38. Зауральский пенеplen в районе Колчинского приска, Южный Урал

где мы можем предполагать в различной степени сильные общие тектонические погружения» (Крашенинников, 1951) *. Относительно хорошая сохранность древних кор выветривания и континентальных мезозойских отложений характеризует возраст данной поверхности как мезозойский, лишь в значительной степени ее коснулись следующие изменения.

Восточная часть Зауральского пенеplена была перекрыта палеогеновым (главным образом эоценовым) морем, и сейчас, будучи в той или иной степени обнажена из-под морских осадков, может быть выделена под названием **поверхности Зауральского пенеplена**, перекрывавшейся эоценовым морем. За последним районом установилось более краткое название — **абразионный пенеplen**. Граница его с собственно Зауральским пенеplenом достаточно обоснованно была проведена на среднемасштабной геоморфологической карте Урала.

Континентально-морская палеоген-неогеновая аккумулятивная равнина Зауралья. Западная граница этой равнины фиксируется в ряде мест тектоническим уступом («Лозьвинский сброс», «уступ равнинного восточного склона Урала», Челябинский уступ). По западную сторону уступа покров палеогеновых осадков сильно размыт, по восточную — залегает почти сплошным плащом.

Зауральская равнина сложена как морскими (с поверхности главным образом палеогеновыми) отложениями, так и континентальными осадками олигоцена, миоцена и плиоцена (перекрытыми четвертичным чехлом), почему ей и присвоено название континентально-морской палеоген-неогеновой аккумулятивной равнины.

* Нам представляется более правильным говорить об относительной стабильности этих периферических областей.

Складчатый фундамент в пределах Зауральской равнины, при общем наклоне его поверхности к востоку, обладает довольно неровным рельефом. Это было отмечено еще А. П. Карпинским, установившим в бассейне рек Ляли, Лобвы и Южной Сосьвы чередование гребней и вытянутых по меридиану ложбин между ними. Аналогичная картина отмечена по рекам Туре, Исети, Тече и Миассу. Последние три реки пересекают так называемое Колчедано-Коркинское поднятие, протягивающееся почти в меридиональном направлении на большом протяжении.

Особенно далеко на восток прослеживаются заходящие более чем на 50 км в пределы аккумулятивной равнины выступы палеозойских пород в бассейнах рек Аята и Тобола, где проходит почти широтный Кустанайский вал. Несмотря на отмеченные неровности рельефа складчатого субстрата, общее его погружение совершается довольно быстро и в районе Тюмени он вскрыт скважиной Р-1 на глубине около 1,5 км, а, по данным геофизики, в районе Обско-Тазовской впадины залегает на глубине более 4 км от поверхности.

На юге Зауралья такого быстрого погружения не происходит вследствие наличия здесь Кустанайского вала, разделяющего Западно-Сибирскую и Приаральскую области глубокого прогибания.

По данным В. А. Бугайло, погружение фундамента идет не постепенно, а ступенями, причем если поверхности этих ступеней имеют наклон порядка $10'$, то на уступах между ними наклон превышает 1° .

На севере Зауральская континентально-морская третичная равнина значительно видоизменена наложением на нее покрова ледниковых, флювиогляциальных и лимногляциальных отложений и может быть выделена в виде ледниковой аккумулятивной равнины.

В вопросе, как далеко продолжается Урал под мезо-кайнозойским покровом на восток, отметим следующее. В северной части Зауралья, в бассейне р. Южной Сосьвы, уральские структуры и в том числе граниты вскрыты Сосьвинскими и Кузнецовской скважинами на расстоянии свыше 100 км к востоку от Урала. В средних широтах, в районе г. Камышлова и г. Талицы, встречены палеозойские породы уральского облика, сменяющиеся у г. Тюмени кайнотипными эффузивами и габбро-диабазами пермо-триаса. Еще южнее заведомо уральские структуры продолжают на восток почти до меридиана г. Кустаная, сменяясь далее на восток двухэтажными палеозойскими структурами, характерными для Казахского Приишимья.

Из приведенного обзора геоморфологических областей могут быть сделаны нижеследующие выводы.

1. То, что мы называем Уральским горным сооружением, представляет собой лишь часть бывшей горной страны, заходившей и далее на восток, именно ту, которая поднята в результате послегерцинских тектонических подвижек. Погруженная восточная часть этого древнего горного сооружения залегает под осадками аккумулятивной равнины.

2. Если пенеплены и предгорья окраин Урала можно рассматривать как реликты некогда бывшей горной страны, то горные области Урала никак не могут трактоваться только как реликтовые образования, а в значительной степени обязаны своим происхождением послегерцинским тектоническим движениям. Поднятия этих областей унаследованы с древних эпох, были неодинаковы в разных местах и происходили неоднократно, в связи с чем определение возраста рельефа является делом очень сложным.

3. Периферические области Урала большей частью являются относительно опущенными, вследствие чего они в позднейшие эпохи не подвергались интенсивному размыву и во многих случаях сохранили черты

древнего выравнивания, возраст которого во многих местах вполне поддается определению.

4. Таким образом, проблема возрастного расчленения рельефа путем выделения разновозрастных поверхностей выравнивания имеет под собой вполне реальную почву. Однако в целом по Уралу, в связи с недостаточностью фактических данных по горным областям, а также по недостатку данных для корреляции пенепленов на различно поднятых участках земной коры, повсеместное строго выдержанное возрастное расчленение рельефа пока затруднительно и требует проведения дальнейших исследований.

5. Рассматривая современный Урал как платформенное образование, мы отрицаем наличие новейших дифференцированных подвижек*, приводящих к образованию грабенообразных впадин и горстообразных выступов в пределах собственно Урала, но с несомненностью устанавливаем таковые на границах Урала с погружающимися областями Арало-Каспийской и Западно-Сибирской низменностей и в пределах последних. Наряду с этим, на самом Урале в мезозое и кайнозое выделились крупные районы с различными амплитудами эпейрогенических подвижек, уступы между которыми в ряде мест обусловлены тектоникой.

ДРЕВНЯЯ И СОВРЕМЕННАЯ РЕЧНАЯ СЕТЬ

Характерными для рельефа являются продольные, т. е. согласные с простиранием пород депрессии, называемые часто межгорными или межхребтовыми депрессиями. Они хорошо выражены в рельефе поднятых горных массивов Урала, разграничивая отдельные хребты; в области же сильно сnivelированного Среднего Урала и на пенепленах восточного склона описываемые депрессии становятся гораздо менее отчетливыми. Изредка почти на всем своем протяжении такие депрессии вмещают долины современных рек (Уртазымская, Чусовская депрессии), в большинстве же случаев только отдельные отрезки современных рек укладываются в границы депрессии, причем нередко одна и та же депрессия включает отрезки двух или нескольких рек с различным направлением течения. Наконец, могут быть отмечены депрессии на большей части своего протяжения не имеющие современных водотоков (Ивдельско-Тагильская и некоторые другие).

Уже одно это обстоятельство указывает на то, что образование описываемых депрессий не может быть объяснено эрозионной деятельностью современной гидрографической сети и что последняя только заимствовала местами более древние отрицательные формы рельефа, какими являются продольные депрессии.

Касаясь вопроса о генезисе этих важнейших морфологических элементов Урала, мы должны проследить историю их развития с древнейших эпох, по которым сохранились какие-либо геологические документы и, как будет показано ниже, такой анализ в известной степени позволит восстановить и историю развития речной сети. Надо отметить, что поставленная задача облегчается тем, что фактический материал по продольным депрессиям с возможной полнотой был уже сведен Я. С. Эдельштейном и др. (1948), А. П. Сиговым (1952) и опубликован в печати.

Следы наиболее древней речной сети на западном склоне Урала отмечены работами И. Ф. Токарева (1922) и А. В. Хабакова (1948).

* Иные взгляды сформулированы Н. Д. Будановым (1957) и отчасти В. П. Трифоновым (1960).

Названные авторы описали мощные конгломератовые толщи артинского яруса, представляющие собой продукт выноса полимиктового обломочного материала с Уральского хребта. Наличие платины в конгломератах западного склона Среднего Урала (по И. Ф. Токареву) свидетельствует о том, что реки, впадающие в артинское море, захватывали своими вершинами Нижне-Тагильский дунитовый массив. Принимая взгляды А. В. Хабакова о молодом высокогорном характере Уральского хребта в артинское время, мы должны допустить теснейшую связь речной сети того времени с геологическими структурами, а так как среди последних несомненно господствовала близкая к меридиональной ориентировка, то надо думать, что наряду с широтными в это время существовали и меридиональные речные артерии, возможно даже преобладающие в плане речной сети. Достоверных следов этих древнейших продольных долин мы однако пока нигде не усматриваем.

Следующие, более поздние, документы геологической летописи представлены почти меридиональными полосами пермо-триасовых эффузивно-осадочных толщ, установленных в самые последние годы в Зауралье. В составе этих толщ имеются и конгломераты, указывающие на развитие речной деятельности в пониженных грабенообразных зонах. Полимиктовый состав конгломератов указывает на отсутствие или слабое развитие коры выветривания в это время вблизи депрессионных зон.

Далее развитие гидрографической сети было тесно связано с возникновением угленосных тектонических депрессий: Челябинской, Богословской, Буланаш-Елkinsкой и др. Исследования Г. Ф. Крашенинникова (1940) позволяют считать, что в этих депрессиях протекали реки, отлагая аллювий, а у бортов депрессий накапливался пролювиальный материал. В условиях тектонического погружения ложа депрессий образовались осадочные толщи большой мощности. Такие депрессии с погружающимся ложем по И. И. Горскому (1948) развивались в триасе и первой половине юры не только на границе Урала с Западной Сибирью (Чап—Лосинный, Катасья, Буланаш—Елкино, Челябинск) и внутри западной окраины последней (Назаровская, Карасевская, Юламановская и другие депрессии), но и среди собственного Урала (Богословск—Волчанка, Таналык—Баймак, Суракай), что свидетельствует о значительной мобильности и неполной консолидированности Уральского горного сооружения в это время. Связанное с тектоническими подвижками, омоложение рельефа способствовало быстрому смыву коры выветривания и на нижний пестроцветный горизонт в дальнейшем накладываются полимиктовые или граувакковые осадки.

В течение следующих эпох юры и нижнего мела (а частью перекрывая во времени описанную эпоху), при относительно тектоническом спокойствии, происходило дальнейшее выравнивание страны при почти повсеместном развитии каолинового выветривания. Длительное развитие речной сети привело к разработке широких долин вдоль унаследованных от прошлых эпох меридиональных или субмеридиональных депрессий. При этом, в связи с затуханием тектонических процессов, в большинстве случаев прекращается развитие вышеупомянутых тектонических депрессий и малые мощности образующихся осадков характеризуют стабильность днищ долин этого времени. Там же, где мощность осадков выражается многими десятками метров и иногда даже свыше 100 м, юрские и меловые осадки обычно связаны с глубоким карстом (Уфалей, Астафьевское месторождение огнеупорных глин, Александровский лог и др.). Большая протяженность некоторых меридиональных рек юры и мела доказывается хорошей и прекрасной окатанностью кварцевой, кремневой и кварцитово-галечной гальки, как, например,

на Лангурском прииске, в районе Кочкаря, в районе Колчино, в россыпи Кантуровского покоса и в других местах.

Гораздо реже фиксируются поперечные колена рек юрско-меловой речной сети. Примерами их являются — широтная ветвь Астафьевской депрессии, вытянутая по широте, согласно Е. Курбако, на 12 км, узкие широтные депрессии, выполненные рыхлыми отложениями в районе г. Серова (О. В. Лахтионов), фрагменты меловых долин по р. Синаре (Г. В. Карамышева), у Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин (А. П. Сигов) и при выходе р. Миасс из Ильменских гор на равнину (Эдельштейн и др., 1948). Нет, однако, сомнения в том, что поперечные колена рек в это время были развиты более широко, чем это отмечается указанными фактами. На это, в частности, указывает наличие платины в некоторых меридиональных депрессиях, расположенных в стороне от платиноносных массивов (Туринская депрессия в Исовском платиноносном районе, Актайско-Талицкая депрессия и др.).

Наоборот, в других случаях связь юрско-меловых рек с источниками платины — платиноносными массивами — отсутствовала.

В ряде мест мы можем установить направление течения мезозойских рек. Так, например, россыпь Кантуровский покос, прослеженная на 15 км вдоль по Невьянско-Кантуровской депрессии, по заключению И. С. Рожкова, отложена мезозойской рекой, протекавшей с юга на север. Имеется возможность говорить о направлении течения мезозойской реки, протекавшей по Уртазымской депрессии с севера на юг в сторону Приорской впадины, а также о северном направлении течения мезозойского Прамиасса, выносившего аллювиальные продукты из горного участка на равнину в районе оз. Аргизи. Однако, в большинстве случаев, план юрско-меловой речной сети и направление течения рек этого времени для нас остаются неизвестными.

Образование продольных депрессий происходило за счет действия двух основных факторов — тектоники и эрозии, однако в каждом частном случае значение того и другого фактора было далеко не одинаковым. Так, мы можем выделить депрессии, в образовании которых основную роль играла тектоника (Буланаш-Елкинская, Челябинская, Колчеданская). В других случаях существенно сказались оба фактора (Туринско-Богословская, Таналыкская, Бельская). Таналыкская и Бельская депрессии, расположенные на границе Уральского горного сооружения с мобильной Арало-Каспийской впадиной, развивались и в довольно поздние геологические эпохи (А. П. Сигов, 1952). Большинство остальных депрессий, показанных на геоморфологической схеме (рис. 39), давно утратили непосредственную связь с тектоникой и развивались, главным образом, за счет эрозии, на базе существовавших геологических структур. Мобильными могли быть в позднейшие эпохи лишь отдельные депрессии, расположенные по границе различных геотектонических областей, например, в пограничной зоне между Уралом и Западной Сибирью. Таким образом, им может быть присвоено название эрозионно-структурных депрессий.

Резюмируя изложенное, мы можем утверждать, что важнейшие для нас элементы плана речной сети, в виде меридиональных депрессий, заложились в тесной зависимости от тектонических структур частью еще задолго до киммерийского орогенеза. План этот, вероятно, был дополнен и отчасти изменен в связи с образованием тектонических депрессий в нижнем мезозое. Дальнейшее развитие речной сети мезозоя протекало довольно спокойно на фоне относительной стабильности земной коры рассматриваемого района. В первом приближении план юрско-меловой речной сети может иллюстрироваться расположением

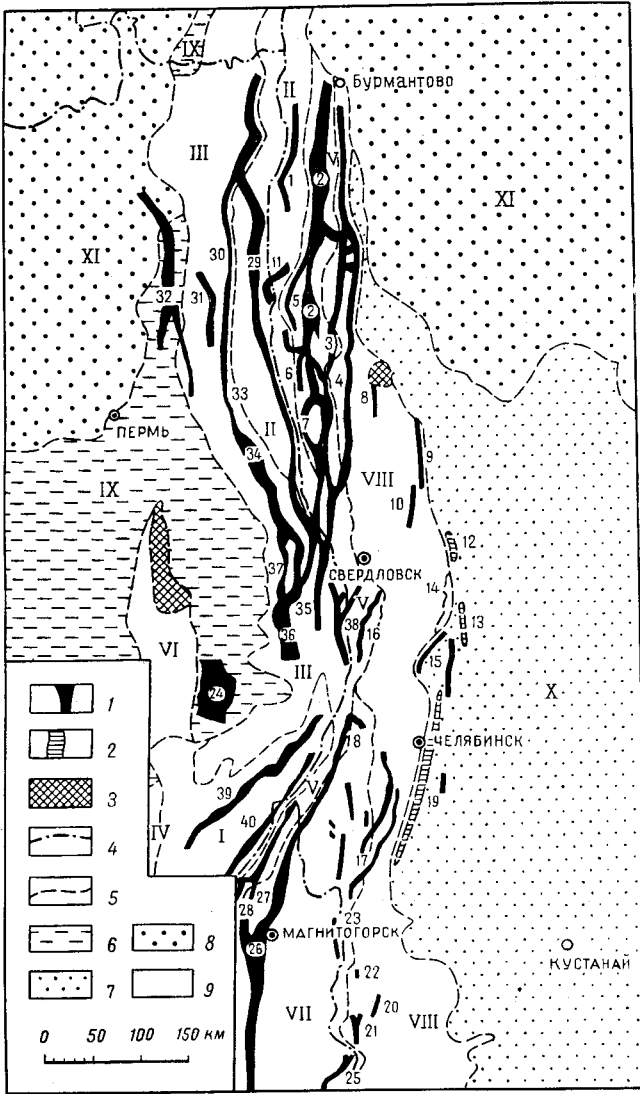


Рис. 39. Геоморфологическая схема Урала с указанием основных элементов мезозойской гидрографической сети

1 — мезозойские эрозионно-структурные депрессии; 2 — раннемезозойские тектонические депрессии; 3 — мезозойские озерные ванны; 4 — современные главные водоразделы; 5 — границы геоморфологических районов; 6 — поверхности размыта Приуралья (IX); 7 — континентально-морская аккумулятивная равнина (X); 8 — ледниковая и водно-ледниковая аккумулятивная равнина (XI); 9 — горные массивы и пенеплены Урала (приподнятые горные массивы Южного (I) и Северного (II) Урала; остаточные массивы денудационной поверхности западных предгорий Северного и Среднего (III) и Южного Урала (IV); V — остаточные массивы денудационной поверхности предгорий восточного склона Урала; VI — приподнятый пенеплен Уфимского плато; VII — Зауральский пенеплен; VIII — поверхность Зауральского пенеплена, покрывавшаяся эоценовым морем, «откопанная» из-под морских отложений

Эрозионно-структурные и тектонические депрессии: 1 — Шегультан-Тошемкинская; 2 — Туринско-Богословская; 3 — Ивдельско-Тагильская; 4 — Невьянско-Кантууровская; 5 — Лобво-Ньясьминская; 6 — Лабазско-Именновская; 7 — Баранчинская; 8 — Юрьинская; 9 — Алапаевская; 10 — Режевская; 11 — Кытлымская; 12 — Буланаш-Елкинская; 13 — Колчеданская; 14 — Троицко-Байновская; 15 — Синарская; 16 — Иткульско-Сысертская; 17 — Качкарские; 18 — Миасская; 19 — Челябинская; 20 — Гогинская; 21 — Казанско-Бессоновская; 22 — Красноярская; 23 — Астафьевская; 24 — Айская; 25 — Колчинская; 26 — Уртазымская; 27 — Янгельско-Узункульская; 28 — Таналыкская; 29 — Вишерско-Висимская; 30 — Язвйинско-Косвинская; 31 — Чикман-Нярская; 32 — Всевололо-Вильвенская; 33 — Бетько-Осиновская; 34 — Чусовская; 35 — Ревдинско-Шинимская; 36 — Сергинско-Уфимская; 37 — Демидская; 38 — Уфалейская; 39 — Саткинская; 40 — Белорецкая

выявленных к настоящему времени древних депрессий (Сигов, 1952), хотя в действительности он несомненно был гораздо более сложным.

Сказанным определяется весьма важное значение мезозойских меридиональных депрессий, служивших издавна зонами перманентного привноса материала с окружающих междуречий, многократного перемыва и концентрации целого ряда ценных компонентов, устойчивых к каолиновому выветриванию.

Большая приподнятость осевой части Урала и западного его склона существенно отразилась в смысле слабой сохранности мезозойского аллювия в меридиональных депрессиях этих областей, в то время как в пределах мезозойского пенеплена и в области остаточных массивов восточного склона Урала такой аллювий не представляет редкости.

В эпоху морских трансгрессий верхнего мела-палеогена на значительной площади восточного склона были заполнены речные долины.

На западном склоне Урала палеогеновый аллювий связан с речной сетью современных очертаний (рис. 40), что свидетельствует о перестройке речной сети западного склона в промежуток времени между верхним мелом и верхним олигоценом*.

Речные долины западного склона Урала имеют двухъярусное строение и содержат два комплекса речных террас. Олигоценовый и миоценовый аллювий слагает здесь террасы верхнего комплекса, расположенные в верхней широкой и пологой части долины (V, VI и VII террасы).

Речная сеть, существовавшая на восточном склоне Урала по отступанию моря, оставила ясные геологические документы. Еще А. Л. Яншиным было указано, что «осадки пресноводного миоцена (верхнего олигоцена. — А. С.) ... повсюду залегают в стороне от речных долин, на высоте многих десятков метров над ними и нередко слагают вершины водоразделов». Работы Н. В. Кинд (1947), К. В. Никифоровой (1948), Е. Н. Шукиной (1940) и других отмечают на восточном склоне Урала в это время преобладание меридионального направления речных артерий, частью совпадающих с мезозойскими. Широтные колена этих рек на восточном склоне не описаны, но хорошо прослеживаются в Зауралье.

На границе Урала и Зауралья и в западной части последнего, наряду с речными артериями, существовали озерные водоемы, в которых отлагались каолиновые глины.

Гипсометрическое положение верхнеолигоценового аллювия неодинаково в различных геоморфологических зонах. Так, в области остаточных массивов мезозойской поверхности денудации между устьями рек Выи и Иса этот аллювий залегают на высоте до 70—75 м над реками, а восточнее, в пределах аккумулятивной равнины, близ р. Большой Талицы — только на 28—30 м над р. Турой.

Общий характер рельефа и речной сети верхнего олигоцена позволяет предполагать лишь весьма небольшое снижение рельефа за это время (Сигов, 1948).

Миоценовые осадки отлагались частью на тех же площадях, что и осадки верхнего олигоцена, частью же вне полей их развития. В южных широтах это были большей частью гипсоносные и соленосные глины, отлагавшиеся в озерных засоленных водоемах, отчасти пролювиальные отложения. Распространение миоценовых осадков гораздо более широкое, чем верхнеолигоценовых. В более северных

* Иного взгляда придерживается Д. В. Борисевич (1948), который считает, что речная сеть западного склона не меняла своих очертаний в течение мезозоя и кайнозоя.

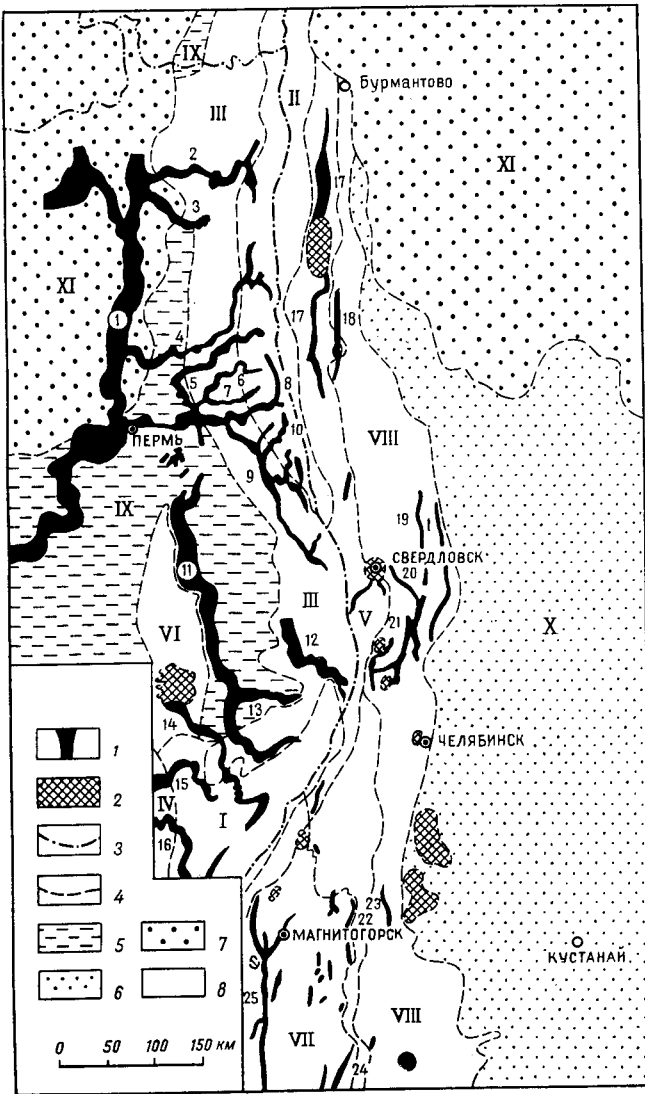


Рис. 40. Геоморфологическая схема Урала с указанием основных элементов олигоценно-водографической сети

1 — олигоценные речные долины; 2 — олигоценные озерные ванны; 3 — современные главные водоразделы; 4 — граница геоморфологических районов; 5 — поверхности размыва Приуралья (IX); 6 — континентально-морская аккумулятивная равнина (X); 7 — ледниковая и водно-ледниковая аккумулятивная равнина (XI); 8 — горные массивы и пенеплены Урала (приподнятые горные массивы Южного (I) и Северного (II) Урала; остаточные массивы денудационной поверхности западных предгорий Северного и Среднего (III) и Южного Урала (IV); V — остаточные массивы денудационной поверхности предгорий восточного склона Урала; VI — приподнятый пенеплен Уфимского плато; VII — Зауральский пенеплен; VIII — поверхность Зауральского пенеплена, покрывавшаяся эоценовым морем, «откопанная» из-под морских отложений)

Элементы олигоценной гидросети: 1 — Пракама; 2 — Правишера; 3 — Праязьва; 4 — Пракосьва; 5 — Праусьва; 6 — Правильва; 7 — Правижай; 8 — Пракойва; 9 — Прачусовая; 10 — Прасеребряная; 11 — Уфимско-Сылвенская долина; 12 — Сергинско-Уфимская долина; 13 — Праик; 14 — Праюрюзань; 15 — Прасим; 16 — Праинзер; 17 — Туринско-Богословская долина; 18 — Ивдельско-Тагильская; 19 — Режевская; 20 — Косулинская; 21 — Мамино-Коновская; 22 — Астафьевская; 23 — Редутовская; 24 — Колчинская; 25 — Праурал

районах аналоги этим гипсоносным глинам неизвестны, но вероятно их следует искать среди пресноводных отложений неогена, описанных Н. К. Высоцким (1895).

Между средним миоценом и средним плиоценом началось перераспределение речной сети восточного склона Урала, связанное с воздыманием Урала и Зауралья. Сильная выровненность местности в результате верхнеолигоценовой и миоценовой планации, наличие широко развитой коры выветривания, а восточнее — континентально-морской аккумулятивной равнины, определили эпигенетическое заложение новой речной сети, резко отличающейся от олигоценовой и миоценовой и имеющей близкую к широтной ориентировку главных речных артерий. В то же время верховья и многие притоки этих речных артерий заимствовали древние меридиональные депрессии (Сигов, 1948).

Древнейшая терраса современных рек восточного склона сложена кустанайской свитой среднего плиоцена. Последняя является, с одной стороны, продуктом размыва древних кор выветривания, древнего аллювия и пр., с другой же — относительно слабо выветрелых палеозойских пород.

В отличие от восточного склона на западном склоне Урала в плиоцене происходила дальнейшая разработка долин, и плиоценовая «красноцветная» (кустанайская) терраса является самой верхней в составе террас нижнего комплекса.

Четвертичная речная сеть (рис. 41) заимствовала в основном как на западном, так и на восточном склоне Урала плиоценовую и развивалась при небольших подвижках земной коры, обусловивших образование цокольных террас. В верхнем плейстоцене образовалась характерная толща камышловской террасы. Механизм ее образования не вполне ясен, но вероятнее всего, что как бурые супеси и суглинки этой террасы, так и совершенно такие же отложения водоразделов образовались в одно и то же время в своеобразных условиях холодного и сухого климата конца ледниковых эпох.

Как камышловская терраса, так и пойменные террасы, за редкими исключениями, всюду являются аккумулятивными. Образование уступа камышловской террасы и образование пойменных террас обусловлены целиком климатическими факторами*.

Еще А. П. Карпинским была отмечена своеобразная зональность при следовании вдоль по речным долинам. В общем случае, верхнее течение рек, которых омоложение, за редкими исключениями, не достигало, характеризуется сравнительно широкими поймами, пологим уклоном русла, медленным течением, заболоченностью долин, отсутствием цокольных террас или очень небольшой их высотой. Ниже следуют омоложенные участки рек, где интенсивно протекает регрессивная эрозия, имеются участки нарушенного профиля равновесия, присутствуют перекаты, пороги, молодая долина приобретает V-образную и каньонообразную форму. Нижнее течение рек характеризуется вновь расширением пойм, малым уклоном русла, медленным течением и т. д., что указывает на то, что здесь уже давно прошла регрессивная эрозия и сейчас долина переживает стадию зрелости.

В свете изложенного, мы можем сделать следующие основные выводы.

1. План меридиональных элементов древней речной сети намечился еще в ранние эпохи геоморфологической истории Урала (в верхнем палеозое). Эти меридиональные элементы — депрессии были прямо

* Более подробные данные о четвертичных террасах изложены в очерке «Четвертичные отложения Урала».

образованы тектоникой (грабены, синклиналильные зоны) или же только predeterminedены ею и разработаны эрозией.

2. Эрозионно-структурные депрессии, являясь наиболее пониженными в рельефе зонами, служили ареной привноса обломочного мате-

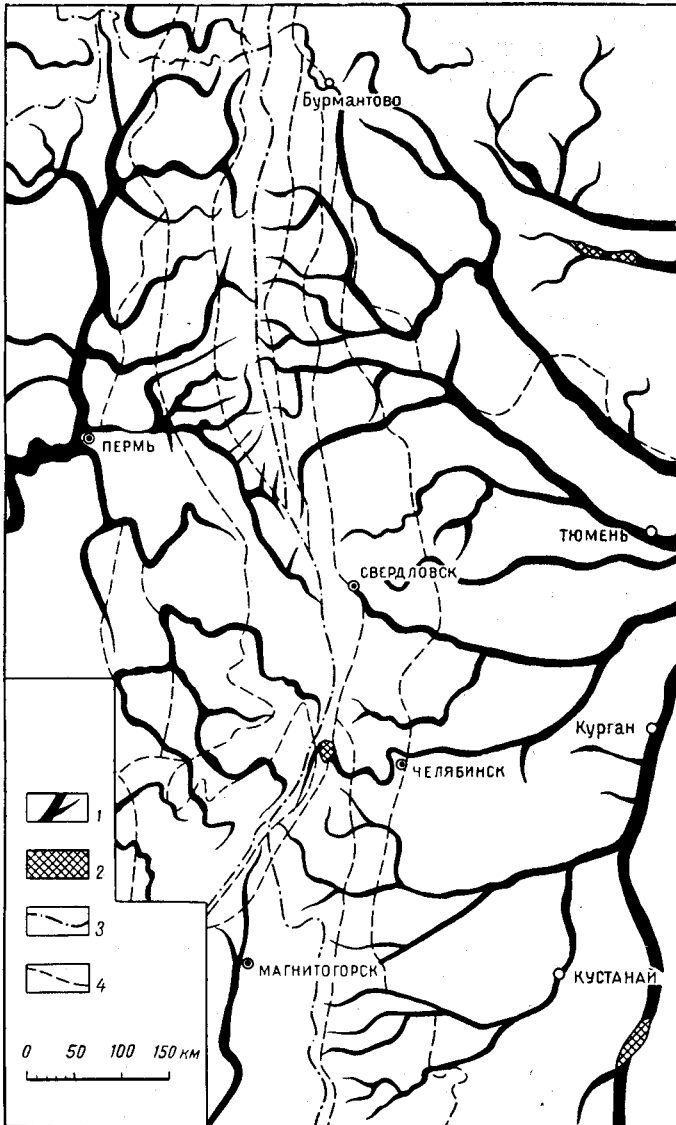


Рис. 41. Схема расположения основных элементов современной речной сети

1 — долины современной речной сети; 2 — главнейшие озерные ванны; 3 — главные водоразделы; 4 — границы геоморфологических районов

риала и в том числе ценных компонентов в течение многих геологических эпох.

3. Многократный аллювиальный перемыв в условиях древнего каолинового выветривания приводил к удалению продуктов выветривания в виде пелитового и псаммитового материала, что создавало условия для концентрации устойчивых ценных компонентов в галечни-

ках и песках, состоящих из обломков наиболее устойчивых к выветриванию пород (кварц, кварцит, кремь). Это определяет особое значение меридиональных депрессий, как зон нарастающего накопления устойчивых к выветриванию ценных компонентов. Исключение в этом отношении представляют те собственно тектонические депрессии, которые, будучи заполненными мощными толщами осадков нижнего мезозоя, в дальнейшем прекратили свое развитие и многие из них были захоронены при морских трансгрессиях.

4. Вопросы реставрации очертаний древних рек и направлений их течения пока очень слабо разработаны, но, несомненно, что меридиональные элементы в плане древней речной сети преобладают.

5. Современная речная сеть является довольно молодой, плиоценовой на восточном склоне и несколько более древней на западном. Она лишь частично заимствовала меридиональные фрагменты древней речной сети.

ДРЕВНИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ОЗЕРНЫЕ ВАННЫ

Древние мезозойские и палеогеновые озерные ванны хотя почти не находят себе отражения в современном рельефе, тем не менее заслуживают рассмотрения в настоящем очерке, так как они служили базами эрозии впадавших в них древних рек, являлись ареалами озерной аккумуляции и накопления некоторых полезных ископаемых и т. д.; что касается четвертичных озерных ванн, то они в большинстве своем не утратили связи с современным рельефом.

Следы наиболее древних мезозойских озер отмечены при палеогеографическом анализе угленосных отложений рэт-лейаса Г. Ф. Крашенинниковым (1940) в пределах тектонических впадин, являвшихся тогда наиболее пониженными местами.

В меловое и отчасти в юрское время озерные ванны пользовались широким распространением в пределах Зауральского пенеплена, Уфимского плато и Приорской впадины. На северных и средних широтах Зауральского пенеплена озерные отложения мезозоя во многих местах появляются на поверхности земли, освобождаясь из-под покрова морских осадков верхнего мела и палеогена. Примерами являются дер. Денежкина, бассейн рек Пии, Юрьи и Салды, Алапаевский и Каменский районы (Эдельштейн и др., 1948). К озерным осадкам мезозоя нередко бывают приурочены месторождения огнеупорных глин и бокситов.

В пределах Уфимского плато мезозойские озерные осадки были описаны В. А. Варсановичевой (1927) под названием «первичных» каолиновых глин. Их мезозойский возраст был доказан П. Л. Безруковым (1938), отметившим налегание на них морских сантонских осадков.

Широким развитием мезозойские озерные отложения пользуются в бассейне р. Кумака и в низовьях р. Ори в пределах так называемой Орской котловины. Общая мощность мезозойских и кайнозойских отложений достигает здесь сотен метров. В числе осадков встречаются бокситы, перекрытые осадками маастрихта или датского яруса и подстилаемые темно-красными железистыми песчаниками с флорой юрского или нижнемелового времени.

Перечисленные площади развития мезозойских озер принадлежат периферическим, окраинным частям Урала. Собственно же в его пределах озерные водоемы были развиты преимущественно в пределах описанных выше продольных депрессий. Значительный озерный водоем, в частности, существовал в районе г. Карпинска, в котором было образовано крупное Белкинское месторождение огнеупорных глин. Датированные флорой мезозойские озерные осадки установлены в пределах Уфалейской, Висимской и некоторых других депрессий.

Механизм образования почти мономинеральных мезозойских осадков и в том числе огнеупорных глин, кварцевых песков, а также бокситов и осадочных железных руд, был объяснен еще Я. С. Эдельштейном в 1948 г.

Озерные края Зауралья, Уфимского плато и Орской котловины были залиты морем при меловых и палеогеновых трансгрессиях. После отступления моря в олигоцене Зауралье вновь оказалось озерным краем, причем границы этого края расширились далеко на юг и включали северную часть Тургайской впадины (Джаныспай, Наурзумский заповедник и др.). Обширный озерный край возник вновь на Уфимском плато, также в Приорской котловине и, вероятно, на месте Привагранской котловины.

В Зауралье были широко развиты параллические озера, возникавшие вслед за отступанием моря, в которых накапливались осадки с лигнитом и янтарем (Высоцкий, 1895).

На Уфимском плато, на восточном склоне Урала и в других местах в верхнем олигоцене образовались толщи озерных каолиновых, частью огнеупорных, глин и кварцевых песков (наурзумская свита).

В миоцене на восточном склоне Урала и в Зауралье в южных широтах широко были развиты солонатоводные озерные бассейны, в которых отлагалась гипсоносная толща аральской свиты. В более северных широтах, вероятно, еще более широким распространением пользовались пресные водоемы, на что мы находим указание у Н. К. Высоцкого (1895). В связи с поднятием Уфимского плато, озерные водоемы в его пределах исчезают.

В плиоцене существовали безусловно не только речные, но и озерные водоемы. Последние, однако, пока почти не изучены. В вопросе размещения четвертичных озер обращает на себя внимание то обстоятельство, что, как и в более древние эпохи, Зауралье представляет собой озерный край. Развиты четвертичные озера и в Привагранской котловине. Совершенно исчезли озера в Уфимском плато и в Приорской котловине, дренируемой сейчас перестроившейся речной сетью.

Касаясь генезиса современных озерных котловин Урала, следует отметить, что этому вопросу посвящено много литературы (Аленицын, 1874; Сементовский, 1907, 1914; Неуструев, 1918; Крашенинников, 1951; Присадский, 1914; Клер, 1915, 1916; Дурденевская, 1929; и др.) *.

Тем не менее нам представляется правильным утверждение А. Л. Яншина (1949), что геологическая история озер «до сих пор никем не изучалась, а по вопросу об их происхождении высказывались лишь самые общие гипотезы, часто совершенно неправдоподобные (реликты морских бассейнов нижнечетвертичного времени, результат ... сульфозионных процессов и т. п.)». Нет, однако, сомнения, что в разных районах Урала, в разных геоморфологических условиях могут находиться озера самого различного генезиса. Следует лишь заметить, что многими авторами недооценивается речная деятельность в образовании озерных котловин. Г. Е. Быковым (1937) и В. В. Лавровым (1948) показано, что многие озера Тургайской впадины связаны с древними речными долинами. Другим важным фактором образования озер, как указывает А. Л. Яншин (1953), явилась тектоника: в Приаралье озера часто приурочены к осям мезо-кайнозойских синклинальных структур. Этот же автор отмечает, что неизвестно ни одной сколько-нибудь крупной впадины сульфозионного происхождения.

* Более подробные данные о четвертичных озерах приведены в очерке «Четвертичные отложения Урала».

В направлении с севера на юг в Зауралье, начиная примерно от широты 56°, появляются соленые озера, увеличиваясь в числе далее на юг. Нет сомнения, что источником солей в них являются толщи соленосных свит (чеганская, кутанбулакская, аральская, реже некоторые другие), но пестрота в распространении соленых и пресных озер на первый взгляд кажется непонятной.

По В. И. Антипину, соленые озера, как правило, залегают гипсометрически ниже, чем ближайшие к ним пресные озера. Они являются местами постоянного привноса грунтовых вод, за счет векового испарения которых они и осолоняются.

Резюмируя сказанное, отметим: 1) озерные водоемы существовали в течение почти всей мезо-кайнозойской истории Урала; 2) озерные регионы, существовавшие в верхнем мезозое, за некоторыми исключениями, были унаследованы и в позднейшие геологические эпохи; 3) генезис озер в разных местах различен, но следует заметить, что до последних лет явно недооценивался аллювиальный фактор образования озер; 4) засоленность ряда озер связана с соленосными отложениями при наличии благоприятных гидрогеологических условий для векового накопления солей.

ДРЕВНИЕ МОРСКИЕ ПОБЕРЕЖЬЯ

Непосредственные следы древних береговых линий мезозойских и палеогеновых морей, по-видимому, нацело стерты. Прежние указания В. Сементовского и П. Кротова на наличие волноприбойных «котлов» на скалах гранита в Миасском районе (Чашковские горы) и на Среднем Урале не подтвердились, и сейчас подобные «котлы» и ниши объясняются неравномерным выветриванием горных пород и механической деятельностью ветра. Что касается эпохи акчагыльской трансгрессии, то на Башкирском Урале Н. А. Преображенским (1941) описаны террасы иногда абразионные, в других случаях аккумулятивные, сложенные галечниками. В ряде мест они не имеют никакой связи с современными речными долинами, что, по Н. А. Преображенскому, исключает возможность их речного генезиса.

Если непосредственно береговых линий мезозойских и палеогеновых морей не наблюдается, что суждение о их бывшем положении вынужденно основывается лишь на распространении и характере морских осадков, что может привести в ряде случаев к существенным погрешностям против действительности.

Наиболее древняя из известных в мезозое трансгрессия произошла в начале верхней юры. Море вплотную подступило к горной части восточного склона Приполярного Урала, а южнее его граница отклонилась к юго-востоку, захватив г. Тюмень и следуя отсюда к окраинам Казахского нагорья. Море располагалось и непосредственно на запад от Урала, на что указывают юрские осадки, находящиеся близ меридиана 54° в. д.

Море неокома, так же, как и другие меловые моря, на Приполярном Урале оставило осадки в тех же местах, что и верхнеюрские, а в более южных районах лишь немного продвинулось к западу. Заметные завоевания на юге были сделаны морем в конце нижнего мела (баррем—апт—альб), когда между ст. Шумихой и пос. Усть-Уйским возник крупный морской залив. В сеноман-туроне береговая линия проходит уже значительно западнее и оолитовые железняки прибрежно-морского типа (реки Марсята, Мугай, Аят) довольно надежно отмечают ее положение.

Еще более продвигается море к западу в сантоне, а затем в кампан-маастрихте. Сантонское море существовало и на западном склоне Урала, достигая г. Красноуфимска (Безруков, 1938), хотя там границы его распространения пока не известны.

Верхнемеловые осадки кампан-маастрихта или сантона (?) вплотную примыкают к Лозьвинскому сбросу на Северном Урале. Южнее они встречены у дер. Прянишниковой Е. А. Кузнецовым. Согласно последнему (Кузнецов, 1939б) «море или заливало поверхность зеленокаменной полосы (т. е. участок г. Тагила и ст. Лая.—А. С.), или проходило чрезвычайно близко». В районе г. Асбеста верхнемеловые осадки отмечены Н. Б. Малютиным.

Прибрежные фации кампан-маастрихтского моря вплотную примыкают к Челябинскому уступу, отмечаясь здесь в буроугольных и других карьерах. Далее к югу они отмечены Н. И. Архангельским на участке г. Троицка. Южнее в бассейне р. Аят происходил резкий заворот к востоку береговой линии моря, обусловленный широтным Кустанайским валом.

В сантоне, кампане и маастрихте Тургайский пролив несомненно существовал. К югу от него меловое море омывало западную и восточную окраины Мугоджар, проникая на север по Таналык-Баймакской депрессии (Яншин, 1948).

После небольшой датско-палеоценовой регрессии море сделало наиболее крупные завоевания в эоцене, почти вплотную подступив с востока к орографически выраженному хребту (на западном склоне Урала осадки палеогенового моря неизвестны).

На Северном Урале (согласно Е. П. МолдавANCEVУ) граница третичного моря заходила за уступ Лозьвинского сброса. По В. М. Сергиевскому, район г. Серова заливался палеогеновым морем, причем высшие точки гранитных и змеевиковых массивов оставались в виде островов среди палеогенового моря. По р. Туре, близ пос. Карелино К. В. Никифоровой описаны палеогеновые отложения, по характеру которых она оценивала глубину морского бассейна примерно в 70 м. С этим довольно хорошо согласуются находки В. П. Трифоновым и Е. И. Воронцовой переотложенного глауконита западнее, в отложениях Спорного и Питерского логов, гипсометрически на 35 и 90 м выше, чем у пос. Карелино. В 30—40 км западнее г. Каменск-Уральского, близ пос. Маминского, Т. Н. Ионова описала палеогеновые песчаники и конгломераты. Согласно М. О. Клеру, море на этих широтах достигало возвышенностей, окаймляющих Свердловск с запада. А. А. Малахов считает даже, что на средних широтах Урала имелись проливы между морями, омывавшими западный и восточный склоны Урала.

Граница эоценового моря отмечена А. П. Сиговым в районе ст. Аргаяш. Непосредственно к востоку отсюда встречены морские эоценовые опоки и песчаники, а к западу — сливные дырчатые континентальные кварцитовые песчаники того же эоценового возраста. Еще южнее, у ст. Карталы палеогеновые опоконные песчаники описаны Н. Н. Горностаевым. Тургайский пролив в эоцене достигает максимальной ширины, свыше 300 км. Палеогеновое море омывало Мугоджары и проникало далеко по Таналык-Баймакской депрессии.

Западная граница последнего в Зауралье нормального морского водоема (чеганского) не ясна, ввиду того, что осадки чеганской свиты сильно пострадали от размыва. Особенно далеко они отступают к востоку в Среднем Зауралье.

Наконец, неогеновая трансгрессия распространилась только в Приуралье и не захватила даже Таналык-Баймакскую депрессию. Море ингрессивно проникало по р. Белой до Ишимбаево, а может быть и

далее, до южного колена р. Белой (Вахрушев, 1940). Уфимское плато неогеновым морем не перекрывалось, так как оно в это время уже было приподнято. Море проникло по глубоко врезанным долинам рек Уфы и Ая только до пос. Большое Казанбаево. Ингрессия также произошла по переуглубленной долине р. Камы, захватив все ее нижнее течение; по-видимому, море проникло и далее по этой реке до района г. Соликамска, на что указывают глауконитсодержащие осадки, подстилающие лигнитсодержащую толщу с пыльной Ртегосага в древней переуглубленной долине р. Камы (Краснов, 1948). Наряду с ингрессивной стадией, по Н. А. Преображенскому, существовала, предшествуя ей, более обширная по размерам, но кратковременная же трансгрессия, когда море закрыло низкие водоразделы, расположенные между передовыми хребтами Южного Урала на востоке и Белебеевской возвышенностью на западе.

Представление более ранних исследователей Урала, начиная с А. П. Карпинского, о большой абразивной деятельности меловых и третичных морей на восточном склоне Урала, в настоящее время оспаривается. Действительно, во многих местах под морскими осадками сохранились мезозойские континентальные отложения и древняя кора выветривания. С другой стороны, однако, как показывают буровые работы в Зауралье, при трансгрессиях морей были сильно размыты нижнемеловые бокситы, а при палеогеновой трансгрессии также и верхнемеловые оолитовые железняки. Существенным рельефообразующим фактором, тем не менее, морская абразия не являлась, так как верхнеюрское, меловое и палеогеновое моря наступали на уже выравненную страну.

ЛЕДНИКОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Проблема былого оледенения Урала получила освещение в результате работ П. И. Кротова (1885б), С. Н. Никитина (1885), А. А. Краснопольского (1889), Н. К. Высоцкого (1895), Л. Дюпарка (Duparc L. etc., 1905, 1909), В. А. Варсанюфьевой (1929, 1932, 1933, 1939), Г. Л. Паддалки (1936), А. В. Хабакова (1945), Я. С. Эдельштейна (1931), С. Г. Боча (1937), Н. А. Сирина (1947), И. И. Краснова (1948) и других.

Современные карликовые ледники (если не считать многолетних снежников Конжаковского камня) известны только на северной границе описываемого региона на Полярном Урале (гора Сабля и др.). Следы древнего плейстоценового оледенения развиты широко и заходят в пределы описываемой территории. Древнее покровное оледенение захватило северные части Приуралья и Зауралья примерно до 58—59° с. ш. на равнинах, в то время как горные вершины Северного Урала представляли собой значительные препятствия для покровного ледника. Поэтому-то в пределах собственно Урала (на восточном склоне) достоверные следы покровного оледенения наблюдались только по параллели 62° 20'. Южнее, в вершинах р. Лозьвы на широте 61° 40' описанные Е. С. Федоровым песчано-глинистые валунные толщи связывались им с небольшими ледниками горного типа. В осевой части Урала, по А. Г. Бер (1948а, б), покровный ледник давал языки, следовавшие вдоль продольных депрессий, причем следы ледниковой деятельности не отмечены здесь выше 400—500 м абсолютной высоты. На западном склоне Урала, по В. А. Варсанюфьевой, ледник покрывал весь район верховьев рек Печоры и Ылыча, исключая гряду Большой Пармы.

В пределах равнин Приуралья и Зауралья типичных, ясно выраженных ледниковых форм в виде озов, камов, друмлинов и т. д. не

сохранилось, но в ряде мест описаны гряды и холмы, часть которых, вероятно, образована деятельностью ледника*, а также зандровые поля и долинные зандры. Мощность морены в общем к югу убывает, однако она испытывает большие колебания даже на одной и той же широте. Так, например, при разведке Северо-Сосьвинского бурогоугольного бассейна была встречена меридиональная ложбина, выполненная мореной до 70 м мощностью, в то время как на бортах этой ложбины морена отсутствует. Существенным является тот факт, что северососьвинская морена расклинена многометровой толщиной межледниковых или межстадиальных песков.

Наиболее далеко к югу вдается ледниковый язык вдоль Лозьвинского сброса, по Лозьвинской тектонической впадине — пятна размывтой морены, неотличимой от северо-сосьвинской, почти доходят до г. Ивделя.

Многие вершины Северного Урала пережили, по-видимому, неоднократное оледенение горно-долинного типа. Следы оледенения отмечены до 60° 10' с. ш. в виде цирков (Конжаковский камень и др.), каров и завуалированных последующей эрозией трогов на абсолютной высоте 900—1000 м и более, а также валунным материалом.

Троговые долины, кары и аккумулятивные формы ледникового рельефа описаны А. А. Колоколовым и К. А. Львовым (1945) на крупнейших горных вершинах Южного Урала, что, однако, нуждается в дальнейшем подтверждении.

С юга к областям описанного покровного оледенения в Северном Приуралье и Зауралье примыкает водно-ледниковая аккумулятивная равнина.

В Зауралье в эпоху оледенения крупный водный бассейн примыкал к леднику с юга, имея водное зеркало на +90 м абс. высоты (Бер, 1938). Сток из этого бассейна происходил на юг вдоль меридионального течения рек Тобола и Убогана к озеру Челкар-Тенгиз; на это достаточно определенно указывают постепенно снижающиеся к югу абсолютные отметки плотика долины стока ледниковых вод (до +40 м в районе оз. Кушмурун). Учитывая все изложенное, указанное покровное оледенение представляется вероятным параллелизовать с максимальным днепровским оледенением Европейской части СССР. Следы более молодого покровного оледенения отмечаются только севернее пределов описываемой территории.

По-видимому, еще более поздними являются свежие следы горно-долинного оледенения, в то время как следы более раннего горно-долинного оледенения, по господствующим взглядам, полностью стерты.

Области бывшего оледенения значительно менее благоприятны в смысле минеральносырьевой базы, чем внеледниковые: ледниковой экзарацией «выпаханы» многие поверхностные месторождения, а при ледниковой аккумуляции происходило захоронение месторождений.

ФОРМЫ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ЗОН

К развитым на Урале формам перигляциальных зон относятся нагорные террасы, курумы и структурные грунты.

Литература, посвященная им, довольно обширна. Упомянем работы С. Г. Боча (1939), И. И. Краснова (1943), С. Г. Боча и И. И. Краснова (1943), Н. В. Башениной (1948), Л. Тюлиной (1931), Г. Л. Падальки (1928), Л. Дюпарка и Ф. Пирса (Duparc L. et Pearce F., 1905).

* Как показала А. Г. Бер, некоторые увалы в Зауральской части ледниковой равнины сложены с поверхности палеогеновыми породами, т. е. имеют неледниковое происхождение.

К числу очень любопытных форм рельефа северных частей Урала, а на юге высокогорных областей принадлежат нагорные террасы. Они представляют собой террасированные площадки, расположенные на горных вершинах и на верхних частях склонов гор. Эти площадки располагаются на разных высотных уровнях без всякой видимой закономерности. Поверхности площадок обычно несколько наклонены к внешнему краю и обрываются уступом. Материал, наблюдаемый на поверхности нагорных террас, представлен щебнем, валунами и глыбами, заключенными в мелкозем, или же только последним и образует полигоны структурных почв. Поверхность уступа представлена тем же материалом, а иногда выходами коренных пород. Генезис нагорных террас не вполне выяснен, хотя большинство исследователей соглашается в том, что их развитие находится в тесной связи с мерзлотой и солифлюкционными процессами (С. Г. Боч и И. И. Краснов и др.). Однако существуют и другие взгляды на происхождение нагорных террас (водно-эрозионная гипотеза, связь с горизонтальными плоскостями отдельности, экзарационно-морозная и др.).

Тесную пространственную связь с нагорными террасами обнаруживают различные структурные грунты, происхождение которых также ставится в связь с солифлюкцией. К ним относятся каменные многоугольники, каменные полосы, торфяные бугры, пятнистые тундры и т. д.

В тех же областях, что и предыдущие формы, встречаются каменные россыпи, или, как их называют в Сибири, «курумы». В литературе данные образования фигурируют под разными названиями — каменных россыпей и осыпей, каменных морей и рек курумов. Наиболее благоприятные условия для образования курумов путем солифлюкционного перемещения каменного материала, согласно А. А. Колоколову, имеют место при наклоне поверхности склона от 5—10 до 30—35°.

Среди описанных образований И. И. Краснов выделяет активные формы, развивающиеся на наших глазах, и законсервированные, оставшиеся от более древних эпох. Если первые развиваются только в гольцовой зоне, отмечающей собой наличие вечной мерзлоты, то вторые иногда находятся много ниже верхней границы распространения леса и при своей неподвижности сами бывают покрыты растительностью. И. И. Краснов полагает, что законсервированные формы отмечают более низкое гипсометрически и более далеко продвинувшееся на юг распространение вечной мерзлоты, отвечающее ледниковым эпохам с их суровым климатом. Таким образом, описываемые образования могут рассматриваться как формы, характерные для приледниковых (перигляциальных) зон, отчего им и присвоено соответствующее название.

Формы перигляциальных зон пользуются широким развитием на вершинах Северного и Среднего Урала к северу от 58° 30' с. ш., а также на крупных горных вершинах Южного Урала. Нижняя граница распространения активных форм приближенно может быть проведена по границе гольцовой зоны.

Нижняя граница законсервированных перигляциальных форм рельефа (нагорных террас), по И. И. Краснову, находится на абсолютной высоте 550—700 м, на широте 59° 30'—60° и постепенно понижается по направлению к северу.

На хребтах Зигальга, Нургуш, Ирмель и других вершинах Южного Урала среди гольцовой зоны А. А. Колоколов и К. А. Львов (1945) выделяют узкие небольших размеров горизонтальные площадки — нагорные террасы. От них названные авторы отличают широкие площадки, окаймляющие склоны на протяжении нескольких сот метров, расположенные гипсометрически ниже и названные, в отличие

от первых, нагорными ступенями. Они имеют преимущественное развитие на абсолютных высотах 800—1000 м. Каменные реки спускаются до абсолютных отметок 600—650 м, а ниже по склону встречаются только изолированные участки каменных россыпей — «каменные пятна», не опускающиеся ниже 550 м абс. высоты.

В ледниковое же время в перигляциальной зоне образовались лёссовидные суглинки Урала (И. П. Герасимов), а также валунные галечники цокольных речных террас (Яковлев, 1940)*.

Таким образом, на высоких горных вершинах Южного Урала и в горных областях Северного и частично Среднего Урала протекает в настоящее время солифлюкция и морозный сдвиг, имеющие некоторое рельефообразующее значение. В прошлом, в ледниковые эпохи, этот процесс был более интенсивен и захватывал гораздо большие площади. При солифлюкции сортировка материала принимает весьма своеобразные формы, например, создаются структурные грунты. В целом же солифлюкция никак не благоприятствует осадочной дифференциации, а наоборот, чаще приводит к перемешиванию материала. При этом не только не могло образоваться месторождений полезных ископаемых, но даже частью были разрушены ранее созданные месторождения, а во многих местах происходило их захоронение под солифлюкционными шлейфами.

КАРСТ

Карстующимся субстратом на восточном склоне Урала являются карбонатные породы — известняки и доломиты, а на западном склоне, кроме того, гипсоносные и соленосные толщи.

В условиях пенеппена длительное развитие карста, достигавшее «старческой стадии» карстования, сопровождалось многократными обрушениями кровли, с погружением отложившихся осадков (обычно аллювиальных, иногда озерных) на значительную глубину, с образованием так называемых «косых пластов». Такое образование карста, в частности, было характерным для мезозоя.

Иная картина будет наблюдаться при относительном кратковременном развитии карста с последующим понижением базиса эрозии реки и новым ее врезанием. Возникшие карстовые полости, не успев достигнуть стадии обрушения, будут относительно приподняты над водотоком и могут быть наблюдаемы по его берегам в виде цепи пещер. Так образовался карст в плиоцен-четвертичное время.

Возможны различные осложнения процесса карстования, но два разных типичных случая объясняют образование как открытого, так и закрытого карста.

Древнейшие из известных на Урале эпох карстования относятся к палеозою. Наличие ископаемого палеозойского карста доказано, в частности, при изучении девонских месторождений боксита.

Н. Токарев считает возможным выделение верхнеживетской, нижнефранской и верхнетурнейской эпох карстования.

Карст триасового возраста пока не описан, хотя карстование в это время несомненно происходило и возможно интенсивное, в связи с глубоким положением базиса дренирования вблизи тектонических депрессий.

Для юрско-мелового времени характерен «мертвый» карст, полости которого выполнены кварцевыми галечниками, песками и каолиновыми

* Позже С. А. Яковлев (1956) отнес валунные галечники цокольных террас к ледниковым образованиям, с чем вряд ли можно согласиться.

глинами. Как правило, такой карст бывает приурочен к продольным эрозионно-структурным депрессиям. Глубина карстовых впадин измеряется десятками и даже первыми сотнями метров (Уфалей, Висим, Колчино, Астафьевка).

В эпоху морских трансгрессий общее погружение Урала и связанное с этим повышение базиса дренирования не благоприятствовало развитию карста.

По отступанию палеогенового моря в олигоцене карст развивался почти по тем же направлениям, что и в мезозое на восточном склоне Урала, а на западном — в пределах широких днищ верхнего комплекса террас. Карстовые полости этого времени заполнены осадками (Мокрополье, Актай, Колчино и др.).

С момента перераспределения речной сети на восточном склоне в плиоцене развивается карст уже по новым направлениям, поперечным к прежним. Последующие врезания рек имели следствием появление одного или нескольких уровней открытого карста (пещеры) по берегам рек. Эти уровни, по Н. Токареву, близко совпадают с уровнями речных террас.

Практическое значение карста в вопросе образования и сохранения месторождений полезных ископаемых исключительно велико. С палеозойским карстом связаны залежи боксита. Совершенно не изучен палеозойский карст в отношении ископаемых россыпей золота, алмазов и пр., в отношении железных руд и т. д. В юре и мелу широко протекало заполнение карстовых провалов золотоносными галечниками, бокситами (бассейн р. Аят), железными рудами (Алапаевск), огнеупорными глинами и т. д. Сходные условия, но при более слабом карстовании имели место и в третичное время. Захороненный в карстовых впадинах материал являлся наименее доступным для последующих размывов и нередко сохранился с мезозоя до настоящего времени.

ЗОЛОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Эоловые формы рельефа развиты очень ограниченно на севере Приуралья, где они возникли в связи с развеванием флювиогляциальных песков и несколько более широко в южной части Зауралья, где эоловые отложения образуют довольно значительные массивы с бугристым рельефом, как правило, заросшие сосновым лесом.

ОТРАЖЕНИЕ ПОСЛЕПАЛЕЗОЙСКОЙ ТЕКТониКИ В РЕЛЬЕФЕ УРАЛА

В отличие от палеозойской тектоники, непосредственные следы которой полностью стерты в рельефе и отражаются только через литологию пород, более молодая тектоника нередко находит прямое отражение в тех или иных формах поверхности. Наиболее яркими следами позднейших тектонических подвижек являются цокольные речные террасы. Во многих случаях тектонический характер можно приписывать уступам в рельефе, хотя, наряду с тектоническими, могут существовать уступы и иного происхождения. Сам характер рельефа часто указывает на наличие или отсутствие «молодых» тектонических подвижек. Справедливо отмечает И. П. Герасимов (1948), что по современной гипсометрии можно судить о неравномерности тектонических поднятий. С этих позиций, сильно расчлененные горные участки Урала следует рассматривать, как пережившие неоднократные и, в том числе, относительно недавние воздымания. Наоборот, нерасчлененные пенеплены, сохранившие на своей поверхности древнюю кору выветривания, мы

должны считать сохранившимися стабильное положение в течение очень продолжительного времени. Отсюда, вслед за И. М. Крашенинниковым, осевую зону Южного Урала и Северного с прилегающей частью Среднего Урала (приподнятые горные массивы) следует рассматривать как область преимущественных воздыманий, унаследованную еще с палеозойского времени. В ее пределах, благодаря постоянно обновляемой эрозии и денудации, начиная с палеозоя, обнажены наиболее древние геологические формации Урала. Вероятно, близкие геотектонические условия характеризуют остаточные горные массивы западного и восточного склонов Урала, в случае которых воздымания, по-видимому, имели меньшую амплитуду и, возможно, несколько иначе распределялись по времени.

Иную судьбу пережили пенеплены. В послеварисцийское время на их месте располагалась высокая горная страна. Вследствие повторных воздыманий, в этой области эрозией были вскрыты глубинные горизонты земной коры и в числе их, по-видимому, даже докембрийские толщи. В позднейшие же эпохи области пенепленов или были почти стабильны (Зауральский пенеплен), или же были относительно недавно вновь приподняты (приподнятый пенеплен Южного Урала). Наконец, следует упомянуть о Западно-Сибирской низменности, испытывавшей со середины мезозоя преимущественно погружения.

Естественно предполагать, что различие в амплитудах и даже знаках эпейрогенических движений различных областей Урала привело к образованию разрывов сплошности по границам крупных геоморфологических областей, запечатленных уступами. Можно думать, что многие уступы в рельефе Урала были заложены еще в низах мезозоя, а частично даже унаследованы с палеозоя.

По большинству из них подвижки уже давно прекратились, по другим (Лозьвинский сброс, Челябинский уступ и др.) продолжались вплоть до последнего времени. В Зауралье слабый послепалеозойский тектогенез отмечен поднятиями в виде валов, небольших антиклиналей в чеганских глинах, мелкими сбросами и флексурами в опоках и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

- Аграновская И. А., Бочарникова А. Д., Мартынова З. И. и Полухина В. А. Стратиграфическое расчленение верхнепалеозойских, мезозойских и третичных отложений восточного склона Урала и Зауралья на основании палинологического анализа. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. Сибири. Гостоптехиздат. Л., 1957.
- Аленицин В. Д. Очерк Троицко-Челябинских озер Оренбургской губернии и их ихтиологической фауны. Тр. об-ва естествоиспытателей, т. V, вып. I. Спб., 1874.
- Ампилогов И. Ф. О роли молодых тектонических движений в формировании марганцевых месторождений восточного склона Урала. «Сов. геология», 1956, № 54.
- Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В. Элементы геологического строения восточного склона Урала и Зауралья по геофизическим данным. Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 43. Свердловск, 1963.
- Архангельский А. Д. К вопросу о покровной тектонике Урала. «БМОИП, отд. геол.», т. X (I), нов. сер., т. XL, 1932.
- Архангельский Н. И. Стратиграфия мезозойских отложений восточного склона Среднего Урала. «Сов. геология», 1940, № 1.
- Архангельский Н. И. Мезозойские отложения восточного склона Среднего Урала. К вопросу об их стратигр., тектонике и петрографии. Тр. Урал. геол. управления. Свердловск, 1941.
- Архангельский Н. И. Стратиграфия и тектоника мезозойских и нижнекайнозойских отложений восточной окраины Урала в Серовско-Ивдельском районе. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 22. М., 1953.
- Архангельский Н. И. Верхнемезозойско-нижнекайнозойская тектоника на восточном склоне Урала и Зауралья. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 32. Свердловск, 1959.
- Архангельский С. Д. Геологические исследования третичных и послетретичных образований на восточном склоне Среднего Урала в бассейне рек Пышмы, Исети и Ирбита. Тр. ВГРО, вып. 227, М.—Л., 1932.
- Бай-Балаев Ф. Ф. Углистая толща участка Луньевка — Половинка Кизеловского каменноугольного района. Сб. «Углистые отложения западного склона Урала». М.—Л., Госгеолтехиздат, 1932.
- Барбот де Марни. Геогностические наблюдения в округе Катавских горных заводов на Урале. «Горн. журнал», ч. I, 1859.
- Барбот де Марни. Геогностические наблюдения в округе Сергинских горных заводов на Урале. «Горн. журнал», ч. I, 1862.
- Барбот де Марни Е. Н. Гора Качканар и ее месторождения магнитного железняка. «Горн. журнал», т. II (IV, V, VI), 1902.
- Барбот де Марни Е. Н. Об исследованиях железорудных месторождений Урала. Отд. оттиск из «Трудов Первого Всеросс. съезда деятелей по практической геологии и разведочному делу». Спб., 1903.
- Барбот де Марни Е. Н. Добыча золота и платины в России за первые 6 месяцев 1909 г. «Горн. журнал», т. IV (X, XI, XII), Спб., 1909а.
- Барбот де Марни Е. Н. Месторождения бурого железняка в Златоустовской казенной даче. «Горн. журнал», т. III (VII, VIII, IX), Спб., 1909б.
- Башенина Н. В. Происхождение рельефа Южного Урала. Госгеографиздат, 1948.
- Безруков П. Л. К открытию мезозойских отложений на Уфимском плато. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5—6, 1938.
- Безруков П. Л. и Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Тр. ин-та геол. и минер., вып. 7, 1934.
- Беккер Ю. Р. О стратиграфическом положении уских отложений на Южном Урале. «Докл. АН СССР», т. 122, № 5, 1958.
- Беккер Ю. Р. Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 9, 1961.
- Белостоцкий И. И. Наблюдения над знаками ряби. «Изв. Всеросс. географ. об-ва», № 2, 1940.
- Белостоцкий И. И. Некоторые примеры деформации осадков в период их отложения. «БМОИП, отд. геол.», т. XXX (4). М., 1955.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954.
- Белянкин Д. С. К петрографии Среднего Урала. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 56, М.—Л., 1931.
- Бер А. Г. Геологические исследования в верхней части бассейна р. Тобола. «Изв. ВГРО», т. LI, вып. 90, 1932.

- Бер А. Г. Неогеновые и четвертичные отложения Ишима и низовьев Тобола. «БМОИП, отд. геол.», т. XVI, вып. I, 1938.
- Бер А. Г. Поверхности денудации на Приполярном Урале. Мат-лы по геоморф. Урала, вып. I. М.—Л., Госгеолиздат, 1948а.
- Бер А. Г. О направлении движения ледника максимального оледенения на Приполярном Урале. Мат-лы по геоморф. Урала, вып. I, М.—Л., Госгеолиздат, 1948б.
- Бер А. Г. Об открытии эффузивных пород в мезозое Центральной части Тургайской впадины. «Докл. АН СССР», нов. сер., т. LXVII, № 1, 1949.
- Берс Е. М. Археологические памятники Свердловска и его окрестностей. Свердловское книжн. изд-во, 1954.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Блохин А. А. О стратиграфии и возрасте древних «немых» толщ западного склона Южного Урала. Сб. «Сов. геология», т. IX, № 9, 1939.
- Борисевич Д. В. К вопросу о возрасте рельефа Среднего Урала и характере молодых тектонических движений. Мат-лы по геоморф. Урала, вып. 1. М.—Л., Госгеолиздат, 1948.
- Борисевич Д. В. Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования. Вопросы географии. Сб. 36. Географиздат, 1954.
- Борисевич Д. В. Палеогеография и четвертичные отложения Северного и Среднего Урала. Мат-лы Всес. совещ. по изучен. четверт. периода, т. 3. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Бородаевская М. Б. О происхождении березитов и некоторых других метасоматических пород Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале. «Зап. Всес. мин. об-ва», ч. 73, № 2—3, 1944.
- Бородина К. Г., Корень Т. Н. О находке граптолитов в углисто-кварцитовых сланцах Черемшанского месторождения. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 10, 1962.
- Боч С. Г. Материалы к четвертичной геологии Ляпинского, Нижнесосвинского и Кондинского края Западно-Сибирской низменности. Тр. комис. по изучен. четверт. периода, т. V, вып. 1. Изд-во АН СССР, М., 1937.
- Боч С. Г. О некоторых типах делювиальных отложений Приполярного Урала. «БМОИП», т. XLVII, № 6, 1939.
- Боч С. Г. и Краснов И. И. О нагорных террасах и древних поверхностях выравнивания на Урале и связанных с ними проблемах. «Изв. Всес. географ. об-ва», т. 75, № 1, 1943.
- Боякова В. Д. и Владимирович В. П. Стратиграфия северной части Челябинского бурогоугольного бассейна. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 42, Л., 1961.
- Бровко Н. Г., Келль Г. Н., Смирнов Ю. Д. Стратиграфия, условия образования и алмазность отложений чурочной свиты (Северный Урал). Мат-лы по геологии Урала. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 119. Л., 1964.
- Бубнов С. Н. Геология Европы, т. 2. Вневальпийская западная Европа, ч. I. Каледониды и вариссиды. ОНТИ, М.—Л., 1935.
- Буданов Н. Д. Роль новейшей тектоники и связанных с ней трещинных нарушений в гидрогеологии Урала. Сб. «Сов. геология», № 58, 1957.
- Булькин Л. Д. К стратиграфии нижнего палеозоя Аятского синклиниория. Информ. бюлл. Урал. геол. управления, № 5—6 (11—12). Свердловск, 1958.
- Булькин Л. Д. О положении ультраосновных массивов в структуре Тогузак-Аятского района на восточном склоне Южного Урала. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 10. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Булькин Л. Д., Золоев К. К. О формационном делении ультраосновных пород Урала. «Докл. АН СССР», т. 180, № 4, 1968.
- Бурылова Р. В., Неугодишкова Е. М. Предварительные данные по сопоставлению споро-пыльцевых комплексов терригенных отложений нижнего карбона Кизеловского бассейна, Приуралья и Волго-Уральской нефтеносной провинции. Тр. Перм. политехн. ин-та, сб. № 12, вып. 2. Пермь, 1964.
- Бутырин Н. В. Обсуждение некоторых вопросов геологического строения и петрологии западного (Платиноносного) пояса габбро-перидотитовой формации Урала. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 33. Свердловск, 1958.
- Быков Г. Е. К строению Тургайского пролива. «Пробл. сов. геологии», т. 7, № 8, 1937.
- Варданянц Л. А. Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы масштаба 1:5 000 000. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат, 1960.
- Варламов И. П. Новейшая тектоника Башкирского Предураля и прилегающей территории Южного Урала. Уфимское совещ. по геоморф. и неотектонике Волго-Уральской обл. и Южного Урала. Изд-во ГГИ Баш. ФАН СССР, Уфа, 1960.
- Варсановьева В. А. Месторождения каолиновых глин в Кунгурском, Красноуфимском и Соликамском уездах Пермской губернии. «Мат-лы для изучения естеств.-произв. сил СССР», № 64. Л., 1927.

- Варсановьева В. А. Геоморфологический очерк бассейна Ылыча. Тр. ин-та по изуч. Севера, вып. 42. М., 1929.
- Варсановьева В. А. Геоморфологические наблюдения на Северном Урале. «Изв. географ. об-ва», т. LXIV, вып. 2—3, 1932.
- Варсановьева В. А. О следах оледенения на Северном Урале. Тр. Комисс. по изуч. четверт. периода, т. III, вып. 2, 1933.
- Варсановьева В. А. Четвертичные отложения бассейна Верхней Печоры, в связи с общими вопросами четвертичной геологии Печорского края. Уч. зап. Моск. гос. пед. ин-та, вып. 1. М., 1939.
- Варсановьева В. А. О геоморфологии горных стран на примере Северного Урала. «Вопросы географии». Сб. 36. М., 1954.
- Васильев В. Г. Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности и ее нефтеносность. Госоптехиздат, 1946.
- Васильев П. В. О ритмичности колебательных движений и цикличности отложений осадков угленосной толщи Кизеловского каменноугольного района. «Разведка и охрана недр», № 23, 1937.
- Васильев П. В. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений нижнего карбона западного склона Урала. Углетехиздат, 1950.
- Вахрушев Г. В. Мезозойские и третичные отложения западного склона Башкирского Урала. Уч. зап. Саратовского гос. ун-та, вып. 2, т. XV. Саратов, 1940.
- Вахрушев Г. В. Пестроцветная кора выветривания на территории СССР, т. 1. Изд. Саратовского гос. ун-та, 1949.
- Вахрушев Г. В. О широтных и субширотных зонах дислокаций Южного Урала и Предуралья. Вопросы геол. вост. окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 2. Уфа, 1959.
- Введенская Н. В. Вопросы теоретической и прикладной геоморфологии западного склона Урала и Предуралья. «Геоморф. комиссия». АН СССР, М., 1960.
- Введенский Л. В. Геологический очерк западной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 330, 1933.
- Вербицкая Н. П. Антропогенные отложения западного склона и центральной части Южного Урала. «Антропоген Южного Урала». ГГИ Баш. ФАН СССР. Изд-во «Наука», 1965.
- Верещагина В. С. Стратиграфия четвертичных отложений западного склона Среднего Урала и Предуралья. Стратигр. четверт. (антропоген.) отлож. Урала. Изд-во «Недра», 1965.
- Виноградская Г. М. О генезисе некоторых оливиновых пород. «Докл. АН СССР», т. 87, № 5, 1952.
- Виноградская Г. М. Генезис гранитоидов Златоустовского района на Урале. Тр. ВСЕГЕИ, т. 96. Л., 1963.
- Владимирович В. П. Палеоботаническое обоснование расчленения и корреляции угленосных отложений Серовского района на Урале. Тр. ВСЕГЕИ, биостратиграф. сб., т. 115, вып. 1. Л., 1962.
- Владимирская Е. В. Девонские отложения Колво-Вишерского края. Тр. ВНИГРИ, вып. 90, нов. сер. Госоптехиздат, 1955.
- Владимирская Е. В., Тимофеев Б. В. и Чочиа Н. Г. Новые данные о возрасте «древних свит» западного склона Урала. «Докл. АН СССР», т. III, № 3, 1956.
- Водорезов Г. И. Докембрий Мугуджар. «Изв. Каз. АН СССР», вып. 15, сер. геол. Алма-Ата, 1952.
- Водорезов Г. И., Розман Х. С. О девонских отложениях Кемпирсайского района в связи с вопросом о возрасте ультрабазитов Южного Урала. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 1. М., 1956.
- Войткевич Г. В. Возраст земли и геологическое летоисчисление. Изд-во «Наука», 1965.
- Волкова В. С. Некоторые данные к строению четвертичных отложений нижнего течения р. Иртыша. Сб. по четверт. геологии и геоморф. Зап. Сибири. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 25. Новосибирск, 1964.
- Воробьева О. А. О некоторых особенностях геологического строения Баранчинского массива на Урале. «Изв. АН СССР», сер. геол. № 5. М., 1946.
- Воробьева О. А. Основные структурные черты щелочной интрузии Вишневых гор. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 6. М.—Л., 1947.
- Воробьева О. А. О магматической природе платиноносного пояса габбро-перидотитовой формации Урала. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 7, 1961.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбропироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Тр. ИГЕМ. Изд-во АН СССР, вып. 65, 1962.
- Высоцкий Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. Геол. исследований и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. V, 1895.
- Высоцкий Н. К. Месторождения золота кочкарской системы в Южном Урале. Тр. геол. ком., т. XIII, № 3. Спб., 1900.
- Высоцкий Н. К. Месторождения платины Исковского и Нижнетагильского районов на Урале. Тр. геол. ком., нов. сер., вып. 62. Спб., 1913.

Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. Тр. ком. естеств. произв. сил. России, т. IV, ч. 4, Л., 1925.

Высоцкий Н. К. Краткий очерк развития орогенических и вулканических циклов на Урале. Объясн. зап. к геол. карте Урала. Изд. ГГРУ, М.—Л., 1931а.

Высоцкий Н. К. Метаморфические сланцы и ближе неопределенный палеозой. Объясн. зап. к геол. карте Урала. Изд. ГГРУ, М.—Л., 1931б.

Гапеева Г. М. Долериты Урала. Тр. Первого урал. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.

Гарань М. И. Район Бакал — Сатка — Куса. Междунар. геол. конгр., XVII сессия. Уральская экскурсия, южный маршрут. М.—Л., 1937.

Гарань М. И. Геологический очерк Бакало-Саткинского района. Тр. Уралгеомина, вып. 1, геол. и геофиз. Свердловск, 1938.

Гарань М. И. Докембрийские отложения западного склона Южного Урала и связанные с ними полезные ископаемые. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр., т. II, М., 1939.

Гарань М. И. О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала. Госгеолиздат, 1946.

Гарань М. И. Геологическое строение центральной метаморфической зоны южной части Среднего Урала (Билимбай — Златоуст). Тр. ГГИ УФАИ СССР, вып. 17, № 1. Свердловск, 1950.

Гарань М. И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. Совещ. по унификации стратигр. схем Урала и соотн. древн. свит Урала и Русской платформы. Тезисы докл. АН СССР и МГИОН СССР. Л., 1956.

Гарань М. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Бакало-Саткинского района. В кн. «Вопросы развития Бакальской рудной базы». Свердловск, 1957.

Гарань М. И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. Тр. ГГИ УФАИ СССР, вып. 32. Свердловск, 1959.

Гарань М. И. Докембрий и кембрий Урала. Тр. XXI сесс. Междунар. геол. конгр., пробл. 8. М., 1960.

Гарань М. И. Западный склон и центральная зона Южного Урала. «Стратиграфия СССР». Верхний докембрий. Госгеолиздат, 1963.

Гарань М. И. Докембрийская история тектоно-магматического развития Башкирско-Уралтауского мегантиклинория. Тезисы докл. Второго уральского петрогр. совещ., вып. 1. Свердловск, 1966.

Гарань И. М., Попова З. Г., Постоялко М. В. О карбонатных аналогах угленосной толщи в южной части бассейна р. Чусовой на Среднем Урале. Сб. «Вопросы палеогеографии карбона», № 23. Научн. тр. Пермского политехн. ин-та. Пермь, 1966.

Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое (по данным калий-аргонового метода). Междунар. геол. конгр., XXII сесс. Докл. сов. геол., пробл. 3. М., 1964.

Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). Междунар. геол. конгр., XXII сесс. Докл. сов. геол., пробл. 3. М., 1964.

Гафаров Р. А. Структурная схема докембрийского фундамента северной части Восточно-Уральской области. «Геол. нефти и газа», 1959, № 10.

Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1961.

Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы (по данным региональных геофизических исследований). Тр. ГИ АН СССР, вып. 85. Изд. АН СССР, М., 1963.

Гельмерсен Г. П. Орографическое и геогностическое описание части Киргизской степи, заключающейся между реками Уралом, Уем и речками, впадающими с левой стороны в Тобол. «Горн. журн.», ч. IV, кн. XI, 1836.

Генералов П. П. Четвертичные отложения западного склона Северного Урала. В кн. «Стратиграфия четверт. (антропогенных) отлож. Урала». Изд-во «Недра», 1965а.

Генералов П. П. Основные черты палеогеографии Северного Урала в плиоцен-четвертичное время. Тр. Второго Всес. совещ. по изуч. четверт. периода, т. I. Изд-во «Наука», 1965б.

Геннин В. Описание Уральских и Сибирских заводов 1735 г. Гос. изд-во «История заводов», М., 1937.

Герасимов И. П. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении. Тр. ин-та геогр. АН СССР, вып. 42. М.—Л., 1948.

Герасимов И. П. Современные движения и новейшая тектоника. Пробл. физ. географии, т. XV. М., 1950.

Герасимов Н. П. Геологическое строение восточной нефтеносной области (западный склон Урала и Западное Приуралье). Изд. АН СССР. М.—Л., 1940.

Герасимов Н. П. и Тихвинская Е. И. Разрез классического кунгура. «Зап. Всеросс. мин. об-ва», т. LXIII, № 2, 1934.

- Герасимов П. А. Палеоцен восточного склона Среднего Урала. «Сов. геология», 1944, № 2.
- Гинзбург И. И. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале. Тр. ИГН АН СССР, вып. 81. М., 1947.
- Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. ИГН АН СССР, М., 1951.
- Гладковский А. К. Эйфельские и живетские месторождения бокситов Исовского и южной части Серовского районов и нижнелудловская продуктивная толща Исовского района. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4, 1942.
- Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. Мат-лы по геол. России, т. I. Спб., 1869.
- Горецкий Г. И. О пригляциальной формации. Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, № 22. Изд. АН СССР, М., 1958.
- Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. Изд-во «Наука», 1964.
- Горностаев Н. Н. Геологические исследования в Полтавском районе на Южном Урале. Тр. ВГРО, вып. 270. Л.—М., 1933.
- Горский И. И. Детальная геологическая съемка окрестностей с. Сухоложского. Тр. геол. ком., нов. сер., вып. 182. Л., 1928.
- Горский И. И. Детальная геологическая съемка окрестностей Каменского завода. Тр. ВГРО, вып. 47. М.—Л., 1931.
- Горский И. И. Геологический очерк Кизеловского района. Сб. «Угленосные отложения западного склона Урала». Госнаучтехгеолразведиздат, 1932.
- Горский И. И. Геотектонические условия формирования угольных месторождений Урала и связанные с ними особенности геологического строения месторождений. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4—5, 1943.
- Горский И. И. Древнекиммерийские тектонические движения на Урале и их значение в формировании структуры Урала и его угольных месторождений. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4, 1948.
- Горский И. И. Уральско-Новоземельская складчатая область. «Геологическое строение СССР», т. 3. М., 1958.
- Горский И. И., Леоненко Н. И. Некоторые вопросы геологии и угленосности Тургайского прогиба. Тр. лабор. геол. угля АН СССР, т. 8. М.—Л., 1958.
- Горяинова О. П. и Фалькова Э. А. Древние свиты западного склона Южного Урала. «БМОИП, нов. сер.», т. XLV, отд. геол., т. XV (3), 1937.
- Горяинова О. П. и Фалькова Э. А. Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР. Тр. Баш. геол. упр., вып. 9, Уфа, 1940.
- Гофман Э. И. Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой. Спб., 1856.
- Гофман Э. И., Гельмерсен Г. П. Описание Южного Урала. Исследования восточного склона Ирландских гор между реками Уралом и Сакмарой. «Горн. журн.», ч. I, кн. II; ч. II, кн. IV; ч. IV, кн. XII. Спб., 1835.
- Григорьев А. А. К геоморфологии западного склона Южного Урала. «Изв. географ. ин-та», вып. 5, Л., 1925.
- Гринвальд М. Заметки об осадочных, т. е. содержащих окаменелости, породах Урала, собранные и пополненные собственными наблюдениями. «Горн. журн.», т. XXXVIII, кн. V, ч. II. Спб., 1857.
- Гроздилова Л. П. и Лебедева Н. С. Фораминиферы нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона Колво-Вишерского края. «Микрофауна СССР», сб. 7. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 81. Госгеолтехиздат, 1954.
- Гроздилова Л. П., Лебедева Н. С. Фораминиферы каменноугольных отложений западного склона Урала и Тимана. «Атлас наиболее характерных видов», вып. 150. Тр. ВНИГРИ. Госгеотехиздат, 1960.
- Громов В. И. Палеонтолого-стратиграфическое изучение террас в низовьях р. Чусовой (Урал). Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода, № 11. АН СССР. М.—Л., 1948а.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. ИГН АН СССР, вып. 64, геол. сер. № 17. М., 1948б.
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В. Принципы стратиграфического подразделения четвертичной (антропогенной) системы и ее нижняя граница. Междунар. геол. конгр., XXI сесс. Докл. сов. геол., пробл. 4, М., 1960.
- Громов В. И., Алексеев М. Н., Вангенгейм Э. А., Кинд Н. В., Никифорова К. В., Равский Э. И. Схема корреляции антропогенных отложений Северной Евразии. Сб. «Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии». Изд-во «Наука», 1965.
- Гумбольдт А. Путешествие барона А. Гумбольдта, Эренберга и Розе в 1829 г. по Сибири и к Каспийскому морю. Спб., 1837.
- Гусева С. Н. Новые виды раннекаменноугольных продуктид Урала. Ежегодник Всес. палеонт. об-ва, т. 16, 1957.

- Гуцаки В. А. Кора выветривания Орского Зауралья. Сб. «Кора выветривания», № 5. Изд. АН СССР. М., 1963.
- Дианова Т. В. Вулканогенные горные породы восточной части Павдинского района. Тр. ГГИ УФА АН СССР, вып. 33. Свердловск, 1958.
- Дианова Т. В. Сравнительная характеристика вулканогенных горных пород андезитового состава из различных районов Среднего Урала. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.
- Домрачев С. М. Девон хребта Кара-Тау и прилегающих районов Южного Урала. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 61. М.—Л., 1952.
- Домрачев С. М. Девон западного склона Среднего и Южного Урала. «Девон Русской платформы». Сб. докл. ВНИГРИ. Гостоптехиздат, 1953.
- Домрачев С. М., Мелешенко В. С. и Чочиа Н. Г. Стратиграфия девонских отложений западного склона Урала в пределах Уфимского амфитеатра и Кара-Тау (бассейны рек Уфы, Ая, Юрюзани и Сима). «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1948.
- Донакова Л. М., Струве Н. В. К стратиграфии каменноугольных отложений Магнитогорского синклиория. Информ. сб. № 10, ВСЕГЕИ, Л., 1959.
- Дурденевская М. Круглые озера, «степные блюдца», болота и «степные» озера Челябинского округа. «Землеведение», т. 31, вып. 1—2, 1929.
- Дуткевич Г. А. К стратиграфии среднего карбона на Урале. Тр. ВНИГРИ, сер. А, вып. 55. Л.—М., Грозный, Новосибирск, 1934.
- Евсеев К. П. О стратиграфии и фациях ордовика и силура западной зоны северных частей Урала. Информ. сб. № 6, ВСЕГЕИ, Л., 1959.
- Евсеев К. П., Кондаин А. Г., Корень Т. Н. Западный склон Урала. В кн. «Стратиграфия СССР. Силурийская система». Изд-во «Недра», 1965.
- Еремеева А. И., Киприянова Ф. В., Кротов А. И., Папулов Г. Н., Рабинович С. Д., Сигов А. П., Умова Л. А. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений восточного склона Урала и Зауралья. Тезисы докладов на Межд. совещ. по разр. унифицир. стратигр. схем Сибири. Л., 1956.
- Есипов П. М. О триасе челябинского типа в Полтавском районе на Южном Урале. «Разведка и охрана недр», 1947, № 2.
- Есипов П. М. О каледонских движениях на западном склоне Среднего Урала. «Докл. АН СССР», т. 68, № 4, 1949.
- Есипов П. М. Об ашинской свите в бассейне р. Вишеры. «БМОИП, отд. геол.», т. 28 (1), 1953.
- Есипов П. М. Средний, Северный и Приполярный Урал (верхний докембрий). Сб. «Стратиграфия СССР», т. 2, 1963.
- Есипов П. М. и Мамаев Н. Ф. Новые данные по стратиграфии и тектонике Полтаво-Брединского угленосного района. «Изв. АН СССР», сер. геол., вып. 1, 1940.
- Ефимов А. А. Кытлымский платиноносный массив. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 1, Свердловск, 1963.
- Ефимов А. А., Кууспалу Т. И. О природе анортитовых габбро Серебрянского камня и связанного с ними медного оруденения. «Докл. АН СССР», т. 145, № 1, 1962.
- Житомиров Г. Я., Гроховский И. Т. Угленосность Вишерского района Северного Урала. «Горн. журн.», 1932, № 6.
- Жуйкова М. П. Вопросы петрографии и петрохимии палеозойских вулканогенных горных пород северной части Алапаевско-Брединской зоны. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2, Свердловск, 1963.
- Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. Тр. ГИ АН СССР, вып. 114. Изд-во «Наука», 1964.
- Заварицкий А. Н. Отчет об исследованиях в платиноносном районе Нижне-Тагильского округа в 1908 г. Зап. Горн. ин-та, т. II, вып. 3, I. Спб., 1909.
- Заварицкий А. Н. Петрографические наблюдения в окрестностях Миасского завода. Зап. Горн. ин-та, т. III, вып. 1. Спб., 1910.
- Заварицкий А. Н. Геологические исследования в Южном Урале, произведенные в 1913 г. «Изв. геол. ком.», т. XXXIII, № 4, 1914.
- Заварицкий А. Н. Таналыкско-Баймакский меднорудный район. «Горное дело», т. I, 1920.
- Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. Тр. геол. ком., нов. сер., вып. 122, ч. 1, 1922; ч. 2, 1923; ч. 3, 1927. Петербург.
- Заварицкий А. Н. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале. «Изв. геол. ком.», т. 43, № 3, 1924.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Госгеолтехиздат, 1932.
- Заварицкий А. Н. Лампрофиры и родственные им породы на горе Магнитной. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 5, М.—Л., 1935.
- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Тр. ЦНИГРИ, вып. 96, Л.—М., 1937.
- Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3, 1941.

- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, М., 1955.
- Заварицкий А. Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. Избр. тр., т. II. Изд-во АН СССР, М., 1958.
- Зайцев А. М. Геологическое описание Ревдинского и Верх-Исетского округов и прилежащих местностей. Общ. геол. карта России, лист 138. Тр. геол. ком., т. IV, № 1, 1887.
- Захаров Ю. Ф. Плейстоцен Северного Зауралья. В кн. «Стратигр. четверт. (антропоген.) отлож. Урала». Изд-во «Недра», 1965.
- Захаров Ю. Ф. Четвертичные отложения Нижнего и Среднего Приобья, Северного Зауралья и их корреляция. Сб. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». Тр. Второго Всес. совещ. по изуч. четверт. периода, т. I. Изд-во «Наука», 1965.
- Знаменский Н. Д. Гранитоиды габбровой формации Среднего Урала. Тр. ИГ УФАИ СССР, вып. 71. Свердловск, 1966.
- Золоев К. К. Закономерности размещения месторождений асбеста на Урале и методика составления прогнозных карт асбестоносности. Автореферат диссерт. на соиск. уч. степени канд. геол.-минералог. наук. Москва — Свердловск, 1965.
- Золоев К. К., Судилковский Г. Н. Количественное изменение вещества перидотитов при серпентинизации. «Докл. АН СССР», т. 177, № 5, 1967.
- Золоев К. К., Булыкин Л. Д. Ультраосновные породы Урала и их металлогения. «Докл. АН СССР», т. 178, № 3, 1968.
- Иванов А. А. Материалы к характеристике отложений, подстилающих прикамскую соленосную толщу и садки ей параллельные. «Пробл. сов. геол.», № 3, 1934.
- Иванов А. А. Соликамский район. Междунар. геол. конгр., XVII сессия. Пермская экскурсия, сев. маршрут. М.—Л., 1937.
- Иванов А. И. К стратиграфии и древнему орогенезу западного склона Южного Урала. Тр. Башгеолтреста, вып. 7. Башгосиздат, Уфа, 1937.
- Иванов А. И. Обоснование сводного стратиграфического разреза древних свит западного склона Южного Урала. «БМОИП, нов. сер.», т. LIV, отд. геол., т. XXIV, вып. 5, 1949.
- Иванов А. И. Древние «немые» свиты Южного Урала. Тезисы докл. совещ. по унифик. стратигр. схем Урала и соотнош. древних свит Урала и Русск. платформ. Л., 1956.
- Иванов А. Н. К вопросу о немых толщах нижнего палеозоя на западном склоне Среднего Урала. Мат.-лы Урал. геол. управл., вып. 2. Свердловск — Москва, 1939.
- Иванов А. Н. и Мягкова Е. И. Определитель фауны ордовика западного склона Среднего Урала. Тр. ГГИ УФАИ СССР, вып. 18. Свердловск, 1950а.
- Иванов А. Н. и Мягкова Е. И. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя западного склона Среднего Урала. Тр. ГГИ УФАИ СССР, вып. 17, № 1, Свердловск, 1950б.
- Иванов К. П. Нижнемезозойские вулканогенные образования восточного склона Урала. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2, Свердловск, 1963.
- Иванов С. Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма. Проблемы генезиса руд. Междунар. геол. конгр., XXII сесс. Докл. сов. геол., Пробл. 5, М., 1964.
- Иванов С. Н., Прокин В. А., Долматов Г. К. Основные черты строения и происхождения рудоносных брахиантиклиналей в вулканогенных толщах Урала. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2, Свердловск, 1963.
- Иностранцев А. О коренном месторождении платины на Урале. Тр. С.-Петербургского об-ва естествоисп., т. XXII, вып. 2 Спб. 1893.
- Иорданский Н. Н. О силурийских отложениях Северного Урала (реки Вишера и Косьва). «Изв. ГГРУ», т. XLIX, № 1, 1930.
- Иорданский Н. Н. Геологические исследования в верховьях р. Вишеры на Северном Урале. «Изв. ВГРО», т. LI, вып. 14, 1932.
- Иорданский Н. Н. Девонские отложения бассейна Верхней Печоры. Тр. ВГРО, вып. 158, М.—Л., 1933.
- Казаков Г. А., Полевая Н. И. Абсолютный возраст додевонских осадочных толщ Русской платформы и Урала. Тр. Совещ. по уточн. унифицир. стратигр. схем палеозоя Волго-Урал. нефтегазоснос. провинции. Додевон. ВНИГНИ. Гостопиздат, 1962.
- Калецкая М. С. Четвертичные отложения Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала. «Стратигр. четверт. (антропоген.) отлож. Урала». Изд-во «Недра», 1965.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. К палеогеографии четвертичного периода вледниковой области Западно-Сибирской низменности. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 64. Л., 1961.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д., Вангенгейм Э. А. О возможности выделения тазовских слоев в разрезе перигляциальных отложений Тобольского Зауралья. Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода, № 29. Изд-во «Наука», 1964.

- Каретин Ю. С. О роли юрских сдвиговых дислокаций в строении Тагильского синклинория на Урале. «Докл. АН СССР», т. 161, № 1, 1965.
- Карпинский А. П. Отчет о геологических исследованиях, проведенных в Оренбургском крае летом 1873 г. «Горн. журн.», ч. II, кн. 6, 1874.
- Карпинский А. П. Геологические исследования и каменноугольные разведки на восточном склоне Урала. «Горн. журн.», т. I, 1880.
- Карпинский А. П. Геологическая карта восточного склона Урала. Спб., 1884а.
- Карпинский А. П. О нахождении остатков климений на Урале. «Изв. геол. ком.», т. 3, № 4, 1884б.
- Карпинский А. П. Мезозойские угленосные отложения восточного склона Урала. «Горн. журн.», т. III, кн. 7, 1909.
- Карпинский А. П. Месторождения ископаемого угля на восточном склоне Урала. В кн. «Очерк месторождений ископаемых углей России». Изд. Геол. ком., Спб., 1913.
- Кассин Н. Г. Краткий геологический очерк северо-восточного Казахстана. Тр. ВГРО, вып. 165, М.—Л., 1931.
- Кассин Н. Г. Докембрий Казахстана. «Сов. геология», № 11, 1938.
- Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. АН КазССР, Алма-Ата, 1947.
- Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. «Изв. АН КазССР», сер. геол., вып. 14, 1951.
- Кашин С. А. Медно-титано-магнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. Тр. ИГН АН СССР, вып. 91, М., 1948.
- Кейльман Г. А. Новые данные о геологическом строении района Сысертской гранитной интрузии. «Сов. геология», 1958, № 6.
- Кейльман Г. А. К вопросу о формировании гранитных массивов Урала. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы Среднего Урала. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963а.
- Кейльман Г. А. Геологическое строение Уфалейского гранитового массива. «Сов. геология», 1963б, № 10.
- Кейльман Г. А. Геология и условия формирования Уфалейского мигматитового комплекса. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-минералог. наук. Свердловск, 1964.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. ИГН АН СССР, вып. 104, сер. географ. (34), М., 1949.
- Келлер Б. М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. Тр. ИГН АН СССР, вып. 109, сер. геол. (37), М., 1952.
- Келлер Б. М. Рифейская группа. Междунар. геол. конгр., XXII сесс. Докл. сов. геол., пробл. 10, М., 1964.
- Келлер Б. М., Казаков Г. А., Крылов И. Н., Нужнов С. В., Семихатов М. А. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой). «Изв. АН СССР», сер. геол., № 12, 1960.
- Кинд Н. В. Стратиграфия рыхлых отложений восточного склона Урала (Исовский район). Тр. ИГН АН СССР, вып. 88, геол. сер. (26), М., 1947.
- Киреева Г. Д. Стратиграфия нижней части среднего карбона в районе Пермского Приуралья. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2, 1949.
- Кириченко Г. И. Геологическое строение Таналык-Суундукского района. Тр. ЦНИГРИ, вып. 122, 1940.
- Киричкова А. И. Новые материалы триасовой флоры Среднего Урала. Палеонт. сб. № 3 (вып. 196), ВНИГРИ. Госгеолтехиздат, 1962а.
- Киричкова А. И. Флористические комплексы угленосного мезозоя Челябинского бассейна. Палеонт. сб. № 3 (вып. 196), ВНИГРИ. Госгеолтехиздат, 1962б.
- Клер М. О. Заметки об озерах юго-восточного угла Камышловского уезда. Зап. УОЛЕ, т. 34, 1915.
- Клер М. О. Краткий предварительный отчет обследования озер Челябинского уезда. «Уральский техник», № 4—5, Екатеринбург, 1916.
- Колоколов А. А. и Львов К. А. О следах оледенения на Южном Урале (геоморфологический очерк хребта Зигальга). «Изв. Всес. географ. об-ва», т. 77, вып. 1, 2, 1945.
- Кондрашев С. Н. Глубинная структура, происхождение и история развития Челябинского грабена. «Изв. вузов, сер. геол. и разв.», № 3, М., 1958.
- Конткевич С. Микроскопические исследования горных пород Златоустовского горного округа. «Горн. журн.», т. 4, Спб., 1877.
- Коптев-Дворников В. С., Доброхотова Е. С., Мирлин Г. А. и Рожков И. С. Геологический разрез Урала от Златоуста до Челябинска. ГИ АН СССР, М.—Л., 1940.

- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарных месторождений меди. Тр. ИГН АН СССР, вып. 68, 1948.
- Коровяков И. А. и Зиновкин А. Д. Некоторые данные о геологическом строении Челябинского интрузивного массива. Сб. «Сов. геология», т. VIII, № 10, 1938.
- Крапивнер Р. Б. Проблемы соединения бассейнов Камы, Вычегды и Печоры в четвертичное время и перигляциальные отложения бассейна р. Камы. «БМОИП», № 2, 1961.
- Краснобаев А. А. О некоторых физических свойствах цирконов. Тр. ИГ УФАИ АН СССР, вып. 70, минер. сб. № 6, 1965.
- Краснов И. И. О болотной солифлюкции и трансгрессии болот на Среднем и Северном Урале и прилегающих равнинах. «Изв. Всес. географ. об-ва», т. 75, вып. 1, 1943.
- Краснов И. И. Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Печорско-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий. Мат-лы по геоморф. Урала, вып. 1, М.—Л., 1948.
- Краснов И. И. Опыт сопоставления геоморфологических элементов Среднего и Южного Урала с геологическими структурами. Проблемы физ. географии, вып. XV, М.—Л., 1950.
- Краснов И. И. Горные области Урала. Западно-Сибирская низменность. «Геологическое строение СССР», т. 3, 1958.
- Краснов И. И., Мартынов В. А. Схема стратиграфии четвертичных (антропоген.) отложений Западно-Сибирской низменности. Решения и тезисы Межвед. совещ. по доработке и уточнению унифицир. и корреляц. стратигр. схем Зап.-Сиб. низменности, Л., 1961.
- Краснова В. Н. К вопросу о возрасте гранитоидов Суундукского массива. Уч. зап. Саратов. гос. ун-та, т. 67, 1961.
- Краснопольский А. А. Общая геологическая карта России. Лист 126, Пермь—Соликамск. Тр. Геол. ком., т. XI, № 1, 1889; № 2, Спб., 1891.
- Краснопольский А. А. Геологические исследования в бассейне р. Тобола. В кн. «Геол. исследование и разв. работы по линии Сиб. ж.-д.», вып. XX, Спб., 1899.
- Краснопольский А. А. Геологическое описание Невьянского горного округа. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 25, Спб., 1906.
- Краснопольский А. А. Восточная часть Нижнетагильского горного округа. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 41. Спб., 1908.
- Крашенинников Г. Ф. Фациальные изменения в угленосной толще Челябинского бассейна. «Сов. геология», № 10, 1940.
- Крашенинников И. М. Из истории развития ландшафтов Южного Урала. «Географические работы». Изд. Баш. Наркомзема, Л., 1927.
- Крашенинников И. М. Географические работы. Географгиз, 1951.
- Крестовников В. Н. Район между р. Саткой и с. Тугузлы. Междунар. геол. конгр., XVII сессия. Урал. экскурсия, южн. маршрут. Л.—М., 1937.
- Крестовников В. Н. Новые данные по стратиграфии и фауне брахиопод эйфельских отложений западного склона Среднего Урала. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5, 1951.
- Крестовников В. Н. К вопросу о границе девона и карбона. Тр. совещ. по уточн. унифицир. стратигр. схем палеозоя Волго-Урал. нефтегазонос. провинции. Каменноугольная система. М., 1962.
- Криштофович А. Н. Растительные остатки мезозойских угленосных отложений восточного склона Урала. «Изв. Геол. ком.», т. XXXI, № 7, 1912.
- Криштофович А. Н., Принада В. Д. О рэто-лейасовой флоре Челябинского бурогоугольного бассейна Восточного Урала. Тр. ВГРО, вып. 346, Л.—М.—Новосибирск, 1933.
- Кротов А. И., Шибкова К. Г. Комплексы диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей в верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложениях восточного склона Урала и Зауралья. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала. Вып. 9. Госгеолтехиздат, 1961.
- Кротов Б. П. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. Тр. Об-ва естествоисп. при Казанском ун-те, т. 47, вып. 1, 1915.
- Кротов П. И. Аргинский ярус. Тр. об-ва естествоисп. при Казанском ун-те, т. XIII, № 5, 1885а.
- Кротов П. И. Следы ледникового периода в северо-восточной части Европейской России и на Урале. Тр. Об-ва естествоисп. при Казанском ун-те, т. XIV, вып. 4, 1885б.
- Кротов П. И. Геологические исследования на западном склоне Соликамского и Чердынского Урала. Тр. Геол. ком., т. VI, № 1, Спб., 1888.
- Кротов П. И. Материалы для географии Урала. Орогидрографические исследования южной части Среднего Урала. Спб., 1905.
- Круглов М. В. Геологическая карта района Суксунского завода на западном склоне Среднего Урала. Тр. ВГРО, вып. 279, 1933.

- Крылов И. Н. О строматолитах уральского рифея. «Докл. АН СССР», т. 126, № 6, 1959.
- Крылов И. Н. О значении строматолитов *Collenia buriatica* Maslov для стратиграфии позднедокембрийских отложений окраин Русской платформы. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 8, М., 1960а.
- Крылов И. Н. О развитии столбчатых ветвящихся строматолитов в рифее Южного Урала. «Докл. АН СССР», т. 132, № 4, 1960б.
- Крылов И. Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. Тр. ГИ АН СССР, вып. 69, М., 1963.
- Кузин И. Л. О проявлении новейшей тектоники в северо-западной части Западно-Сибирской низменности. Уфимское совещ. по геоморф. и неотектон. Волго-Урал. обл. и Южного Урала. Уфа, 1960.
- Кузнецов Е. А. Петрографическое описание Соимоновской долины. Гора Карабаш. Тр. Ин-та прикл. минерал. и металлургии, вып. 32, М., 1927.
- Кузнецов Е. А. Краткий петрографический очерк горы Магнитки. «Минер. сырьё», № 5, 1930.
- Кузнецов Е. А. К тектонике восточного склона Среднего Урала. «БМОИП, отд. геол.», т. XI, № 2, 1933.
- Кузнецов Е. А. Развитие взглядов на тектонику Урала от А. П. Карпинского до наших дней. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4, 1937.
- Кузнецов Е. А. Докембрий Урала. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. I. Докембрий. Тр. Междунар. геол. конгр. (XVII сессия), М., 1939а.
- Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1939б.
- Кузнецов Е. А. Тектоника Среднего Урала. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1941.
- Кузнецов Е. А. Дифференциация Тагильского габбрового массива и связь его с эффузивными процессами на Среднем Урале. Тр. МГРИ, т. 21. Госгеолтехиздат, 1944.
- Кузнецов Е. А. Габбровый массив к югу от р. Баранчи на Урале. Тр. ИГН АН СССР, вып. 116, петрогр. сер. (№ 34), М., 1950.
- Кузнецов Е. А. О некоторых проблемах петрографии Урала. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 6, 1951.
- Кузнецов Е. А. Габбро-перидотитовые формации Урала. «БМОИП, отд. геол.», т. XXXIII, вып. 2, 1958.
- Кузнецов Е. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. Второго Всес. петрогр. совещания. М., 1960.
- Кузнецов Е. А. Очерк метаморфизма на Урале. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.
- Кузнецов Е. А., Захаров Е. Е. К тектонике восточного склона Урала. «БМОИП, нов. сер.», т. XXXIV, отд. геол., т. IV, вып. 1, 2. М.—Л., 1926.
- Кузнецов Е. А., Зиновкин А. Д. Геологическое и петрографическое исследование Сысертского гранитного массива. Тр. ИГН АН СССР, вып. 147, петрогр. сер., № 43, М., 1953.
- Куплетский Б. М. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкометальное оруденение. Тр. ИГН АН СССР, вып. 83, М., 1947.
- Курицина Г. А. Геолого-петрографическая характеристика северной части Красноуральского района. Тр. ГГИ УФА АН СССР, вып. 33, Свердловск, 1958.
- Кухаренко А. А. Нижний палеозой западного склона Среднего и южной части Северного Урала. Совещ. по унификации стратигр. схем Урала и соотн. древних свит Урала и Русск. платформы. Тезисы докл. АН СССР и МГ и ОН СССР. Л., 1956.
- Кухаренко А. А. Возраст ашинской серии западного склона Северного и Среднего Урала. «Вестник Ленингр. ун-та», № 4, 1960.
- Лавров В. В. Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской равнины. АН Каз. ССР. Алма-Ата, 1948.
- Лавров В. В. Третичные отложения восточной окраины Тургайской впадины. «Изв. АН Каз. ССР», № 114, сер. геол., вып. 14. Алма-Ата, 1951.
- Лазуков Г. И. Некоторые замечания по спорным вопросам стратиграфии четвертичных отложений бассейна нижней Оби. Стратигр. четвертичных (антропоген.) отлож. Урала. Изд-во «Недра», 1965.
- Ларионова Е. Н. и Софроницкий П. А. Геологический разрез палеозоя Полазненско-Краснокамской антиклинали и Вятского вала. Сб. «Сов. геология», т. IX, № 3, 1939.
- Лебедев В. Н. Отчет об экскурсионном исследовании Зауральских озер летом 1907 года. «Изв. Росс. географ. об-ва», т. 45, вып. 10, 1909.
- Лебедев П. Н. О возрасте метаморфических пород в бассейнах рек Каменки и Санарки в Кочкарском районе (Южный Урал). Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 10. Госгеолтехиздат, 1962.

Левин В. Я., Панков Ю. Д. Вопросы мигматизации и гранитизации пород района восточной и южной части Ильменских гор. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3, Свердловск, 1963.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале. Тр. об-ва естествоисп., т. XXX, Спб., 1900.

Ленных В. И. Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород Максютковского комплекса (Южный Урал). Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3, Свердловск, 1963.

Либрович Л. С. Геологические исследования в Алапаевском районе на восточном склоне Урала. «Изв. Геол. ком.», т. XLIV, № 5, 1925.

Либрович Л. С. Основные черты геологической истории Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. «Зап. Росс. минер. об-ва», сер. 2, ч. 62, вып. 2, 1933.

Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Тр. ЦНИГРИ, вып. 81, Л.—М., 1936.

Либрович Л. С. Каменноугольные отложения районов р. Шартымки и верховий р. Урала. Тр. ЦНИГРИ, вып. 114, Л.—М., 1939.

Либрович Л. С. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений СССР. В кн.: «Атлас руководящих форм ископаемых фаун», т. IV. Нижний отдел каменноугольной системы. М.—Л., 1941.

Либрович Л. С. Гонимитовые фауны карбона СССР и их значение для стратиграфии этих отложений. «БМОИП», т. XXII, отд. геол., № 5, 1947.

Либрович Л. С. О фациальной зональности территории Урала в начале каменноугольного периода. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 102, Л., 1964.

Лидер В. А. О соотношении мезозойских и современных структур на восточном склоне Северного Урала. Тр. Совещ. по геоморфологии и неотектонике Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960.

Лидер В. А. Геология Северососьвинского бурогоугольного бассейна. Мат-лы по геол. и полезн. ископаемым Урала, вып. 11. Изд-во «Недра», 1964.

Лидер В. А. Основные закономерности строения четвертичного покрова Урала и прилегающих к нему равнин. В кн.: «Стратиграфия четвертичных (антропоген.) отлож. Урала». Изд-во «Недра», 1965а.

Лидер В. А. Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Белогорского материка на р. Оби. В кн.: «Стратиграфия четвертичных (антропоген.) отлож. Урала». Изд-во «Недра», 1965б.

Линдгольм В. А. Моллюски из среднеплиоценовых пресноводных отложений юго-западной Сибири. Тр. ВГРО, вып. 238, Л.—М., 1932.

Липина О. А. Фораминиферы турнейского яруса и верхней части девона Волго-Уральской области и западного склона Среднего Урала. Тр. ИГН АН СССР, вып. 163, М., 1955.

Липина О. А. Стратиграфия турнейского яруса и пограничных слоев девонской и каменноугольной систем восточной части Русской платформы и западного склона Урала. Тр. ГИ АН СССР, вып. 14. Госгортехиздат, 1960.

Липина О. А. Граница девона и карбона на западном склоне Урала и Волго-Уральской области. В кн.: «Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Карбон». Госгортехиздат, 1962.

Литвин П. А. Новые данные о строении и возрасте осадочно-вулканогенной толщи верховьев р. Аят. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 43, Л., 1961.

Логинов В. П. и Ломейко Е. И. Новые данные о геологическом возрасте западного plutонического комплекса Среднего Урала. «Докл. АН СССР», т. 100, № 5, 1955.

Лунев Б. С. Отражение новейших тектонических движений в строении террас Среднего Прикамья. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 7, 1959.

Лунев Б. С. Неотектонические движения Среднего Прикамья. В кн.: «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Урал. обл. и Южного Урала». Тр. Уфимского совещ. по геоморф. и новейшей тектон. Волго-Урал. обл. и Южного Урала. Уфа, 1960.

Луцицкий В. И. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. I. Докембрий. Изд-во АН СССР, 1939.

Львов Б. К. Петрографические и петрохимические особенности гранитоидов Кочкарского района. Сб. «Вопросы магматизма и метаморфизма», т. I. Л., 1963а.

Львов Б. К. Геолого-петрографические и минералого-геохимические особенности герцинских интрузий восточного склона Южного Урала. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3, Свердловск, 1963б.

Львов К. А. К тектонике западного склона Южного Урала. Уч. зап. Казанского ун-та, вып. 102, т. 96, кн. 3. Казань, 1936.

Львов К. А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. «Сов. геология», № 55, 1957.

Львов К. А. Протерозой и нижний палеозой Урала. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, Л., 1958.

Львов К. А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала. Тр. НИИГА, т. 105, вып. 11. Л., 1959.

Львов К. А. и Евсеев К. П. Урал. Ордовик. Силур. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. I. ВСЕГЕИ, Л., 1958.

Люткевич Е. М. Стратиграфия верхнепермских отложений Камского Приуралья. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 39, Л.—М., 1951.

Мазина Е. А. Геологическое строение палеозойского фундамента северной части Тургайского прогиба. Тр. Кустанайской научн. сессии, посвященной проблемам Тургайского регионально-экономического комплекса, т. 2, Каз. АН СССР, Алма-Ата, 1958.

Малахов А. А. Новейшие тектонические движения центральной части Южного Урала. Тр. и мат-лы Свердл. горн. ин-та, вып. 26. Госгеолтехиздат, 1956.

Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Тр. ИГ УФАН СССР, вып. 79, Свердловск, 1966.

Малахова Н. П. Некоторые новые данные об известняках р. Шартымки на Южном Урале. «Докл. АН СССР», т. 47, № 2, 1950.

Малахова Н. П. Фораминиферы кизеловского известняка западного склона Урала. «БМОИП, сер. геол.», т. 29, № 1, 1954а.

Малахова Н. П. О нижней границе визейского яруса на западном склоне Урала по данным изучения фораминифер. «Докл. АН СССР», т. 97, № 6, 1954б.

Малахова Н. П. Главнейшие этапы развития нижнекаменноугольных фораминифер Урала. «Докл. АН СССР», т. 106, № 6, 1956.

Малахова Н. П. Турнейский ярус Северного и Среднего Урала. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 38. Свердловск, 1959.

Малахова Н. П. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений Северного и Среднего Урала по фауне фораминифер. Визейский ярус. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 52. Свердловск, 1960.

Малютин Н. Б. Нижнемезозойские эффузивы Среднего Зауралья. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.

Малявкина В. С. и Карева Е. А. К вопросу о стратиграфии Челябинского бурогоугольного бассейна. «Докл. АН СССР», т. 110, № 5, 1956.

Мамаев Н. Ф. Стратиграфия каменноугольных отложений Брединского района на восточном склоне Южного Урала. «Геология и полезн. ископ. Урала», вып. 2. М.—Л., 1947.

Мамаев Н. Ф. Палеозой средней части бассейна р. Аят на Южном Урале. «Сов. геология», № 39, 1949.

Мамаев Н. Ф. О роли древних толщ в структуре восточного склона Южного Урала. «Разведка и охрана недр», 1950, № 5.

Мамаев Н. Ф. Докембрий и нижний палеозой восточного склона Южного Урала. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 6. Госгеолтехиздат, 1958.

Мамаев Н. Ф. Морской нижний кембрий на восточном склоне Южного Урала. «Сов. геология», 1961, № 5.

Мамаев Н. Ф. Новые данные по стратиграфии метаморфических толщ Миасского района. Тр. ГИ УФАН СССР, вып. 65. Свердловск, 1963а.

Мамаев Н. Ф. Нижнепалеозойский вулканизм на восточном склоне Южного Урала. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963б.

Мамаев Н. Ф. К истории развития восточного склона Южного Урала в докембрии и нижнем палеозое. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2, 1964.

Мамаев Н. Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала (Брединско-Челябинский нижнепалеозойский синклиорий). Тр. ГИ УФАН СССР, вып. 73. Свердловск, 1965.

Мамаев Н. Ф. Древние толщии Восточно-Уральского мегантиклинория. Изд-во «Наука», 1967.

Марков К. Оолитовые красные железняки на западном склоне Урала. «Записки Спб. минералог. об-ва», 2 сер., ч. 45, 1907.

Марковский Б. П. Стратиграфия бокситоносных толщ среднего и верхнего девона бассейна р. Чусовой. Мат-лы ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 7, М.—Л., 1946.

Марковский Б. П. Очерк стратиграфии девонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала. Мат-лы ВСЕГЕИ, общ. сер., № 8, М.—Л., 1948.

Мартынов В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Межвед. совещ. по разр. унифицир. стратигр. схем Сибири. Госгеолтехиздат, 1957.

Мархилевич И. И. Петрографическое описание Верхне-Уфалейской дачи. Тр. ВГРО, вып. 52, Л.—М.—Новосибирск, 1933.

Меглицкий И. Антипов 2-й. Геогностическое описание южной части Уральского хребта (исследовано в течение 1854 и 1855 гг.). Спб., 1858.

Меллер В. И. Фораминиферы каменноугольного известняка России. Мат-лы для геол. России, т. IX. Изд. Спб. минералог. об-ва, 1880.

Меллер В. И. К вопросу об Уфимском плоскогорье. «Изв. Геол. ком.», т. V, 1886.

Меннер В. В. Сельхиин палеогена Мангышлака, Эмбы и восточного Урала. «БМОИП, нов. сер.», т. XXXVI, отд. геол., т. 6 (1), 1928.

- Милюкова Н. Н. К стратиграфии четвертичных отложений, развитых в бассейне верхнего течения р. Печоры. В кн.: «Стратиграфия четвертичных (антропоген.) отлож. Урала». Изд-во «Недра», 1965.
- Миртова А. В. Неоген в долине Палеокамы. «Сов. геология», 1941, № 1.
- Мирчинк Г. Ф. О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР. Мат-лы по четверт. периоду СССР, сов. секция INQUA. Л.—М., 1936.
- Младших С. В. Ордовик Чусовского Урала. «Докл. АН СССР», т. 127, № 2, 1959.
- Младших С. В. Ордовик восточной зоны Чусовского Урала. «Сов. геология», 1963, № 11.
- Молдаванцев Е. П. и Ходаевич А. Н. Материалы к стратиграфии и общей геологии восточного склона Северного Урала. Ивдельский район. Тр. ЦНИГРИ, вып. 85, Л.—М., 1936.
- Молдаванцев Ю. Е. Метаморфический пояс севера Урала. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3, Свердловск, 1963.
- Морозевич И. Гора Магнитная и ее ближайшие окрестности. Тр. Геол. ком., т. XVIII, № 1, Спб., 1901.
- Москалева С. В. О генезисе некоторых габбровых и гипербазитовых пород Урала. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. Второго Всес. петрогр. совещ., М., 1960.
- Мурчисон Р., Вернейль Э. и Кейзерлинг А. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. «Горн. журнал», 1846—ч. I, т. IV, кн. XI—XII; 1847—ч. I, т. I, кн. II—III; т. II, кн. IV—V; т. III, кн. VIII—IX; т. IV, кн. X—XII; 1848—ч. II, т. I, кн. I—II; т. II, кн. IV, т. III, кн. VII; т. IV, кн. X—XII. Спб.
- Мушкетов И. В. Материалы для изучения геогностического строения и рудных богатств Златоустовского Горного Округа в Южном Урале. «Зап. минералог. об-ва», сер. 2, ч. 13, 1878.
- Мягкова Е. Н. К характеристике класса *Aphrosalpingoida Miagkova*. «Докл. АН СССР», т. 104, № 3, 1955.
- Наливкин В. Д. Средний карбон юга Уфимского амфитеатра. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2, 1949а.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 46, М.—Л., 1949б.
- Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 47. Гостоптехиздат, 1950.
- Наливкин В. Д. Молаассовые фации Юрюзано-Сылвенской депрессии на Урале. Сб. ВНИГРИ, I (IV), Л.—М., 1951.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и фации верхнего палеозоя окрестностей камня Плакуна на р. Чусовой. Сб. ВНИГРИ, № 3 (6), Л.—М., 1955.
- Наливкин Д. В. Группа *Spirifer Anossofi Verp.* и девон Европейской части СССР. «Зап. Росс. минералог. об-ва», № 54, вып. 2, 1925а.
- Наливкин Д. В. Материалы к изучению палеозоя Урала. «Изв. Геол. ком.», т. 44, № 9, 1925б.
- Наливкин Д. В. О геологическом строении Южного Урала. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. VII, 1926.
- Наливкин Д. В. Верхний силур восточного Урала. «Изв. Геол. ком.», т. 48, № 9, 1929.
- Наливкин Д. В. О силурийских отложениях Урала. «Изв. ВГРО», т. 49, № 1, 1930.
- Наливкин Д. В. Об условиях образования древних немых толщ западного склона Южного Урала. «Изв. ВГРО», т. 50, вып. 70, 1931.
- Наливкин Д. В. О геологическом строении Бакала. «За недра Урала», тр. Урал. НИГРИ. Свердловск, 1934.
- Наливкин Д. В. Уфимский амфитеатр. XVII Междунар. геол. конгр., Пермская экскурсия, сев. маршрут. М.—Л., 1937.
- Наливкин Д. В. Об условиях образования нижнекаменноугольных толщ Урала. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 2, 1942.
- Наливкин Д. В. О структурах облекания и палеогеографии верхнего палеозоя Второго Баку. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2, 1943а.
- Наливкин Д. В. Геологическая история Урала. ОГИЗ, Свердловск, 1943б.
- Наливкин Д. В. Граница турнейского и визейского ярусов на Урале и методика ее установления. ВНИГРИ, Палеонтол. и стратиграфический сб., № 5, 1948.
- Наливкин Д. В. Начало Русской геологии. Вопросы истории отечеств. науки, АН СССР, М.—Л., 1949.
- Нейман-Пермякова О. Ф. Силурийские отложения западного склона Среднего Урала. «Изв. ГГРУ», т. 50, вып. 57, 1931.
- Нейман-Пермякова О. Ф. К вопросу о силурийских и девонских отложениях западного склона Среднего Урала. Тр. и мат-лы Свердл. горн. ин-та, № 5, 1940.
- Нестоянова О. А. Стратиграфия девона и силура Магнитогорского синклиория. «Сов. геология», 1959, № 11.

- Нестоянова О. А. Основные этапы развития среднепалеозойского вулканизма Магнитогорского синклиория. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Неуструев С. Естественные районы Оренбургской губернии. «Народное дело», № 5—6, Оренбург, 1918.
- Нечаев А. В. Казанский и уфимский ярусы пермской системы. «Геол. вестник», т. I, № I, 1915.
- Никитин В. В. Геологические исследования центральной группы дач Верх-Исетских заводов, Ревдинской дачи и Мурзинского участка. Тр. Геолком., нов. сер., вып. 22, Спб., 1907.
- Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры в низовьях р. Иртыша. В кн.: «Тр. Биол. научно-исследов. ин-та Томского гос. ун-та», вып. V, 1938.
- Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры берегов р. Оби. Мат-лы по геол. Зап. Сибири, вып. 12 (54), 1940.
- Никитин С. Н. Пределы распространения ледниковых следов в центральной России и на Урале. «Изв. Геол. ком.», т. IV, № 4, 1885.
- Никитин С. Н. Геологические наблюдения вдоль линии Самаро-Уфимской ж.-д. Цехштейн и татарский ярус. «Изв. Геол. ком.», т. VI, № 6, 1887.
- Никифорова К. В. Геологическое строение и история развития гидрографической сети северной части восточного склона Среднего Урала за кайнозойскую эру (Исовской и Верхотурский районы). «БМОИП, отд. геол.», т. XXI, № 5, 1946.
- Никифорова К. В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала. Тр. ИГН АН СССР, вып. 45, сер. геол., № 13, М., 1948.
- Никифорова К. В., Гербова В. Г., Константинова Н. А. Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Центрального Казахстана и сопоставление их с таковыми Урала, Тургая, Северного Приаралья и юга Западно-Сибирской низменности. Тр. ГИ АН СССР, вып. 26, М., 1960.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР (Вопросы региональной и теоретической неотектоники). Госгеолтехиздат, 1962.
- Носаль В. И., Бочкарев В. С. Стратиграфия нижнемезозойских образований Челябинского бурогоугольного бассейна. Тр. Межвед. совещ. по дораб. и уточн. унифицированной и корреляц. стратигр. схем Западно-Сибирской низменности. Л., 1961.
- Овечкин Н. К. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Северного Приаралья. Госгеолтехиздат, 1954.
- Овечкин Н. К. Корреляция третичных отложений Тургайского прогиба и смежных районов. «Сов. геология», сб. 59, 1957.
- Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. Междунар. геол. конгр., XXI сесс. Докл. сов. геол., Проблема 3. Изд-во «Наука», 1960.
- Овчинников Л. Н., Дунаев В. А. и Краснобаев А. А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. Междунар. геол. конгр., XXII сесс. Докл. сов. геологов, Probl. 3. Изд-во «Наука», 1964.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С., Дунаев В. А. Об абсолютном возрасте геологических образований Урала. В кн.: «Комисс. по опред. абсол. возр. геол. формаций», тр. VII сессии, М., 1960.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С., Панова М. В. Об абсолютном возрасте некоторых изверженных, метаморфических и осадочных образований Урала. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 10, 1957.
- Ожиганов Д. Г. О возрасте Уральского хребта и вулканических циклах Южного Урала. «Пробл. сов. геол.», т. VI, № 3, 1937.
- Ожиганов Д. Г. Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала. Уч. зап. Баш. пед. ин-та, вып. 4, Уфа, 1955.
- Олли А. И. Древние отложения западного склона Урала. Изд. Саратов. гос. ун-та, 1948.
- Падалка Г. Л. О высоких террасах на Северном Урале. «Вестник геол. ком.», № 4, 1928.
- Падалка Г. Л. Змеёвиковая зона и месторождения асбеста во 2-й Вагранской даче на Северном Урале. Тр. ВГРО, вып. 50, М.—Л., 1932.
- Падалка Г. Л. Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале. Тр. Аркт. ин-та, т. 47, Л., 1936.
- Падалка Г. Л. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала. В кн.: «Петрография Урала», М.—Л., 1937.
- Пандер Х. Отчет о геогностических исследованиях, произведенных в 1861 году по склонам хр. Уральского. «Горн. журн.», ч. 1, 1862.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5, 1945.
- Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Мат-лы к позн. геол. строения СССР, нов. сер., вып. 4 (8), М., 1947.

- Петренко А. А. Геологическое строение южной части Брединской синклинальной структуры (Южный Урал). «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1946.
- Петренко А. А. Роль и значение древних толщ при тектоническом районировании восточного склона Южного Урала. «БМОИП, отд. геол.», т. XXIV, № 1, 1949а.
- Петренко А. А. Стратиграфия и условия залегания карбоновых отложений юго-восточной части Южного Урала. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 6, 1949б.
- Петренко А. А. Углистые и графитовые проявления в докарбоновых толщах восточного склона Южного Урала. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 1, М.—Л., 1953а.
- Петренко А. А. Восточноуральский пояс нижнекарбонового угленакопления. Тр. лабор. геол. угля АН СССР, вып. 1, М.—Л., 1953б.
- Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. Изд-во «Недра», 1967.
- Плюснин К. П. Новые данные о геологическом строении Магнитогорского прогиба. Информ. бюлл. Урал. геол. управления, № 1 (13), 1959.
- Плюснин К. П. О формах складчатых структур Магнитогорского синклинория. «БМОИП, отд. геол.», № 3, 1962а.
- Плюснин К. П. О роли разрывных нарушений в структуре Магнитогорского синклинория. «Докл. АН СССР», т. 143, № 5, 1962б.
- Плюснин К. П. Тектоническое районирование Среднего и Южного Урала. «Докл. АН СССР», т. 152, № 5, 1963.
- Плюснин К. П., Плюснина А. А. К стратиграфии нижнего карбона Магнитогорского синклинория. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 10. Госгеолтехиздат, 1962.
- Познер В. М. Мячковский горизонт на восточном склоне Среднего Урала (р. Багаряк). Сб. «Геология и геохимия», № 1 (VII), 1957.
- Познер В. М., Кирина Т. И., Порфирьев Г. С. Волго-Уральская область. Каменноугольные отложения. Тр. ВНИГРИ, вып. 122, 1957.
- Покровский П. В. Об элементах-примесях и минералах-примесях в гранитоидах Урала (выступление). Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.
- Попова З. Г. Некоторые новые данные о нижнем карбоне Магнитогорского синклинория. «Докл. АН СССР», т. 150, № 1, 1963.
- Преображенский Н. А. Геоморфологический очерк западного склона Южного Урала. Тр. Баш. геол. управления, вып. 2, М.—Л., 1941.
- Преображенский Н. А. К вопросу об истории эпейрогенических колебаний Южного Урала и Приуралья. «Мат-лы по геоморф. Урала», вып. 1. Госгеолиздат, М.—Л., 1948.
- Присадский. Предварительный отчет по исследованию озер на восточном склоне Урала. «Изв. Росс. геогр. об-ва», т. 50, вып. 5 и 6, 1914.
- Пронин А. А. Новые данные о разрезе нижнего карбона Егоршинского района на Урале. «Изв. АН СССР», сер. геол. № 5, 1940.
- Пронин А. А. Разрез среднего и верхнего палеозоя восточного склона Среднего Урала (Алапаевско-Каменский угленосный район). «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4, 1942.
- Пронин А. А. О вулканических явлениях в нижнем карбоне на восточном склоне Среднего Урала. «Геол. и полезн. ископ. Урала», вып. II. М.—Л., Госгеолиздат, 1947.
- Пронин А. А. О валунно-песчано-галечниковых образованиях равнинной части восточного склона Среднего Урала. «Мат-лы по геоморф. Урала», вып. I. М.—Л., Госгеолиздат, 1948.
- Пронин А. А. Девонские образования Алапаевско-Каменского района на Урале. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 17, 1950.
- Пронин А. А. Турнейский ярус на восточном склоне Среднего Урала. «Докл. АН СССР», т. 85, № 5, 1952.
- Пронин А. А. Визейский ярус восточного склона Среднего Урала. «Докл. АН СССР», т. 90, № 3, 1953.
- Пронин А. А. Верхний палеозой восточного склона Среднего Урала. «Докл. АН СССР», т. 97, № 5, 1954.
- Пронин А. А. Основные этапы формирования тектонических структур и глубинных магматических пород Урала. В кн.: «Вопросы магматизма и металлогении СССР». Ташкент, 1958.
- Пронин А. А. Основные черты тектоники восточного склона Среднего Урала. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 32. Свердловск, 1959.
- Пронин А. А. Уральская петрографическая провинция магматических и метаморфических горных пород. Междунар. геол. конгр., XXI сесс. Докл. сов. геол., пробл. 13, М., 1960а.
- Пронин А. А. Основные этапы формирования тектонических структур и глубинных магматических пород Урала. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. Второго Всес. петрограф. совещ., М., 1960б.

- Пронин А. А. О глубинной тектонике и образовании гранитов Урала. Междунар. геол. конгр., XXI сесс. Докл. сов. геол., проблема 18, М., 1960в.
- Пронин А. А. Докембрий восточного склона Среднего Урала. Тр. ГГИ УФАИ СССР, вып. 51. Свердловск, 1960г.
- Пронин А. А. Стратиграфический разрез карбона восточного склона Урала. Тр. ГГИ УФАИ СССР, вып. 51. Свердловск, 1960д.
- Пронин А. А. Нижневизейская (режевская) металлогеническая фаза на Урале. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3, М., 1960е.
- Пронин А. А. О геотектонической основе металлогении Урала. Тр. ГГИ УФАИ СССР, вып. 58. Свердловск, 1962.
- Пронин А. А. Роль глубинных разломов в пространственном размещении палеозойских формаций магматических пород Урала. Тезисы докл. Третьего Всес. петрогр. совещ. по проблеме: «Магматич. формации и связь с ними полезн. ископаемых». Новосибирск, 1963.
- Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Ваврицкий цикл. Изд-во «Наука», 1965.
- Протасов. Описание Северного Урала за пределами населения, исследованного горной экспедицией в 1830 г. «Горн. журн.», т. IV, кн. 11, 1831.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. ГИ АН СССР, вып. 28, М., 1959.
- Пэрна Э. Я. Палеозой восточного склона Урала между г. Верхнеуральском и Магнитной станцией. «Изв. Геол. ком.», т. XXXI, № 206, Спб., 1912.
- Пэрна Э. Я. Аммоны верхнего неогена восточного склона Урала. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 99. Спб., 1914.
- Пэрна Э. Я. Верхнедевонские трилобиты окрестностей г. Верхнеуральская Оренбургской губернии. Тр. геол. ком., нов. сер., вып. 138, 1915.
- Раабен М. Е. К вопросу о стратиграфическом положении машакской свиты Южного Урала. «Докл. АН СССР», т. 117, № 6, 1957.
- Разумова В. Н. Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. Тр. ГИ АН СССР, вып. 174. Изд-во «Наука», 1967.
- Ракчеев А. Д. О находке ископаемых остатков панцирных и кистеперых рыб в районе Карабаша и о возрасте Карабашских месторождений. «Сов. геология», 1960, № 5.
- Раузер-Черноусова Д. М. О нижнепермском возрасте отложений с *Pseudofusulina lutugini* на западном склоне Урала. «БМОИП, отд. геол.», т. XIII, № 1, 1935.
- Раузер-Черноусова Д. М. О фузулинидах и стратиграфии верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала. «БМОИП, отд. геол.», т. XV (5), 1937.
- Раузер-Черноусова Д. М. Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид. Тр. ИГН АН СССР, вып. 7, сер. геол., № 2, 1940.
- Ренгартен В. П. О молодых тектонических движениях на восточном склоне Урала. Мат-лы по геоморф. Урала, вып. 1. Госгеолиздат, 1948.
- Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых и третичных отложений восточного Приуралья. Тр. ИГН АН СССР, вып. 133, сер. геол., № 54, М., 1951.
- Решетников Н. Ф. К вопросу о стратиграфическом положении машакской свиты Башкирского Урала. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 2. Госгеолтехиздат, 1960.
- Решитько В. А. Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов Платиноносного пояса Урала и их происхождение. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1963.
- Рождественский А. П. О новейшей тектонике северо-западной части Башкирии. В кн.: «Вопросы геоморф. и геол. Башкирии», сб. 1. Уфа, 1957.
- Рождественский А. П. О новейшей тектонике северо-восточной части Башкирии. В кн.: «Вопросы геоморф. и геол. Башкирии», сб. 2. Уфа, 1959.
- Рождественский А. П. Основные черты современного рельефа и новейшая тектоника восточной окраины Русской платформы и Предуральского краевого прогиба (в пределах Западной Башкирии). Тр. Уфимского совещ. по геоморф. и неотект. Волго-Урал. обл. и Южного Урала. Уфа, 1960.
- Рождественский А. П., Журенко Ю. Е. Современные тектонические движения Западного Приуралья и прилегающей части Южного Урала. Сб. «Соврем. тектон. движения земн. коры и методы их изучения». М., 1961.
- Рождественский А. П., Журенко Ю. Е. Соотношение современных вертикальных движений, основных морфоструктур и новейшей тектоники центральной части Волго-Уральской области. Сб. «Соврем. тектон. движения земн. коры», вып. 1. М., 1963.
- Романов Б. М. Опыт геологического районирования Урала. Зап. УОЛЕ, т. XI, вып. 1. 1926.

Романов Б. М. К проблеме металлогенической характеристики магматического Урала. «Поверхность и недра», т. V, № 5—6, Л., 1927.

Романов Б. М. Гранитная формация Урала и ее редкометалльная металлогения. «Геол. и полезн. ископ. Урала», вып. 1. М.—Л., Госгеолиздат, 1947.

Романов Б. М. Габбро-перидотитовые формации Урала. Сб. «Сов. геология», № 40, 1949.

Романов Б. М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала», вып. 6. Госгеолтехиздат, 1958а.

Романов Б. М. Тектогенез и вопросы петрогенеза. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала», вып. 6. Госгеолтехиздат, 1958б.

Романовский Г. Д. О Челябинском месторождении каменного угля на р. Миасс. «Горн. журн.», ч. IV, 1893.

Роненсон Б. М. Основные черты геологического строения северной части Вишневых гор. «Изв. вузов», сер. геол. и разв., № 1, 1959.

Роненсон Б. М. Основные черты петрологии Вишневогорского щелочного комплекса. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.

Ростовцев Н. Н. Разрез верхнего палеозоя северо-западной части Кельтменского вала. Сб. «Сов. геология», № 28, 1948.

Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская низменность. Тр. ВНИГРИ, т. I, нов. сер., вып. 96, Л., 1956.

Рукавишников Ф. И., Рукавишникова И. А. Притобольские гранитные массивы и их металлогения. Тр. ИГН АН СССР, вып. 49, М.—Л., 1941.

Румянцева Н. А. Щелочные базальтоиды ашинской свиты Среднего Урала (в связи с проблемой алмазности). Бюлл. ВСЕГЕИ, вып. 1, Л., 1958.

Румянцева Н. А. Новые данные по геологии шатакской свиты Южного Урала. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 28, Л., 1960.

Румянцева Н. А. Вулканизм западного склона Среднего и Южного Урала. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.

Савельев И. И. Геологические исследования по р. Аят в верховьях р. Тобол. АН СССР. М.—Л., 1937.

Сальников К. В. Андроновские поселения Зауралья. «Сов. археология», т. XX, 1954.

Сапожников Д. Г. Район между станцией Ай и р. Саткой. Междунар. геол. конгр., XVII сесс., Уральская экскурс., южный маршрут. М.—Л., 1937.

Свешникова Е. В. Габброидные породы Кумбинского массива (на Северном Урале). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 32, М., 1959.

Севергин В. Опыт минералогического землеописания Российского государства. Ч. 1. СПб., 1809.

Сементовский В. Н. Орографический очерк Ильменского хребта в Южном Урале. Уч. зап. Казанского ун-та, кн. 8 и 9. Казань, 1907.

Сементовский В. Н. Горные озера Урала. «Изв. Русс. геогр. об-ва», т. 50, вып. 5 и 6, 1914.

Семихатов М. А. К проблеме протерозоя. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2, 1964

Сергеев О. П. Железорудные месторождения северо-восточного склона горы Буландихи Бакальского рудного поля. Мат-лы ГКЗ по метод. развед., промысл. оценке и подсчету запасов месторожд. полезн. ископ. Сб. № 1. М., 1959.

Сергиевский В. М. Петрографический очерк пород Кизило-Уртазымского района. Тр. ЦНИГРИ, вып. 59. М.—Л., 1936.

Сергиевский В. М. Вулканизм и тектогенез Урала. Тезисы докл. на XVII сесс. Междунар. геол. конгр., т. II. М.—Л., 1937.

Сергиевский В. М. Краткий геологический очерк меденосной вулканогенной зоны Урала. Сб. «Геол. и полезн. ископ. Урала», вып. 1. Госгеолиздат, 1947.

Сергиевский В. М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала. Мат-лы ВСЕГЕИ, сб. 8, Л., 1948.

Сергиевский В. М. Основные особенности металлогении Урала. Сб. «Сов. геология», № 11, 1953.

Сергиевский В. М. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной меденосной полосы Урала и задачи ее дальнейшего изучения. Тр. Первого совещ. по вопр. геол. и разведки медноколч. м-ний Урала. Свердловск, 1955.

Сергиевский В. М. Основные особенности металлогении и металлогенического районирования Урала. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала», вып. 5. Свердловск, 1958.

Сергиевский В. М. Магматизм и металлогения Урала. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. Второго Всес. петрогр. совещ. М., 1960а.

Сергиевский В. М. Магматизм и развитие тектонических структур Урала. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала», вып. 2. Госгеолтехиздат, 1960б.

Сергиевский В. М. Петрохимические особенности эффузивных пород Урала и вопросы магматической эволюции. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.

- Сетунская Л. Е. Особенности современных тектонических движений Русской платформы и Урала (по профилю Лиепая — Свердловск). Сб. «Соврем. тектон. движения земн. коры и методы их изучения». М., 1961.
- Сигов А. П. Перераспределение гидрографической сети восточного склона Среднего Урала. Сб. «Мат-лы по геоморф. Урала», вып. 1. Госгеолиздат, 1948а.
- Сигов А. П. Речные террасы восточного склона Среднего Урала. Сб. «Мат-лы по геоморф. Урала», вып. 1. Госгеолиздат, 1948б.
- Сигов А. П. О возрасте и происхождении продольных депрессий Урала. Сб. «Геоморф. и палеогеография», № 1, АН СССР. М., 1952.
- Сигов А. П. О возрасте кайнотипных эффузивов Кушмуруна. «Докл. АН СССР», т. 95, № 3, 1954а.
- Сигов А. П. Третичная кустанайская свита северной части Тургайской низменности и юга Западной Сибири. «БМОИП, отд. геол.», № 3, 1954б.
- Сигов А. П. О генезисе третичных оолитовых железных руд Зауралья. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 24, 1956.
- Сигов А. П. Кора выветривания Урала. «Разв. и охрана недр», 1957, № 7.
- Сигов А. П. Геологическое строение и перспективы Южного Зауралья. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала», вып. 6. Госгеолтехиздат, 1958.
- Сигов А. П. Значение геоморфологии при поисках мезозойских и кайнозойских гипергенных месторождений Урала. В кн.: «Геоморф. комисс.», АН СССР. М., 1960.
- Сигов А. П. Основные черты геоморфологии Урала. Мат-лы по геоморф. и новейшей тектон. Урала и Поволжья, вып. 1. Уфа, 1962.
- Сигов А. П. Вопросы металлогении кор выветривания Урала в геоморфологическом освещении. Сб. «Кора выветривания», № 5. Изд. АН СССР, М., 1963.
- Сирин Н. А. Геолого-петрографическое описание габбрового массива Ялпинг-Нер на Северном Урале. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 11. М.—Л., 1937.
- Сирин Н. А. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала. Тр. ИГН АН СССР, вып. 72. М., 1945.
- Сирин Н. А. О следах двух оледенений на Приполярном Урале. Булл. комисс. по изуч. четверт. периода, № 10, АН СССР. М.—Л., 1947.
- Сирин Н. А. и Шмакова Г. В. Геологическое описание верхней части бассейна р. Сев. Сосьвы. История геологического изучения района. Тр. Арктич. ин-та, т. LXXIV, Л., 1937.
- Скабичевский П. П. О нижнеуфалейском гранитном массиве. «Сов. геология», 1940, № 10.
- Смирнов Г. А. Среднекаменноугольные отложения южной части западного склона Среднего Урала. «Докл. АН СССР», т. 60, № 6, 1948.
- Смирнов Г. А. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений южной части Уфимского амфитеатра. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 17, № 1, Свердловск, 1950.
- Смирнов Г. А. Нижний карбон центральной части Уфимского амфитеатра. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 22, № 2, М., 1953а.
- Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии палеозоя Урала. Статья 1, Средний карбон. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 22, № 2, М., 1953б.
- Смирнов Г. А. Уфимский амфитеатр. Ч. 1 — Стратиграфическое описание. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 25, М., 1956.
- Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 29. Свердловск, 1957.
- Смирнов Н. Н. Кристаллические сланцы южной части Ильменских гор. Изд. АН СССР, сер. общ., вып. 3, М.—Л., 1935.
- Смирнов Ю. Д. Выйская свита. Стратиграфический словарь СССР. Госгеолтехиздат, 1956.
- Смирнов Ю. Д. Докембрийские и палеозойские интрузии западного склона Северного, Среднего и Южного Урала. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 67, Л., 1961.
- Смирнов Ю. Д. История развития Уральской складчатой области в докембрии. Междунар. геол. конгр., XXII сесс., Докл. сов. геол. пробл. 10. Изд-во «Наука», 1964.
- Смирнов Ю. Д. и Кухаренко А. А. О перидотитах бассейна р. Улс (Северный Урал) и об отношении их к группе кимберлитов. Уч. зап. ЛГУ, № 291, сер. геол., вып. 11, Л., 1960.
- Соболев И. Д. Некоторые данные о геологии восточного склона Урала. Тр. Первого Урал. совещ. по вопросам геол. и разв. медноколчед. м-ний Урала. Свердловск, 1955.
- Соболев И. Д. Основные черты магматизма Урала. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8. Госгеолтехиздат, 1961.
- Соболев И. Д. О гранитных формациях Урала. Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.
- Соболев И. Д., Штейнберг Д. С., Есипов П. М., Мамаев Н. Ф., Гарань М. И., Сигов А. П. Геологическая изученность Урала и направление дальнейших геологических работ. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 5. Свердловск, 1958.

- Соколов Г. А. Геологические исследования в районе бассейна р. Бол. Караганки и верховьев р. Суундук (Урало-Тобольский водораздел). Тр. ЦНИГРИ, вып. 56, М.—Л., 1935.
- Соколов Г. А. Гибридный гранито-габбровый Шигир-Тараташский массив на западном склоне Среднего Урала. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 5, М.—Л., 1936.
- Соколов Д. С. О новейшей геологической истории Уфимского плато. «БМОИП, отд. геол.», № 3, 1948.
- Соколов Н. Н. О геоморфологической терминологии. Геогр. сб., вып. 10, М.—Л., 1958.
- Софроницкий П. А. Основные черты тектоники палеозоя Пермской области. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. 10, вып. 2, 1956.
- Софроницкий П. А. Тектоническое районирование Пермской области. Докл. Пермск. отд. географ. об-ва СССР, т. I, вып. 1, Пермь, 1958.
- Софроницкий П. А. К поискам нефти в Уфимско-Соликамской впадине. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXI, М., 1960.
- Старков Н. П. Сопоставление габбро-диабазов западного склона Среднего и Северного Урала и востока Русской платформы. Тр. Первого урал. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1963а.
- Старков Н. П. К вопросу о метаморфизме древних свит западного склона Северного Урала. Тр. Первого урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963б.
- Степанов Д. Л. Верхний палеозой Башкирской АССР. Каменноугольные и артинские отлож. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 20, Л.—М., 1941.
- Степанов Д. Л. Верхний палеозой западного склона Урала. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 54, Л.—М., 1951.
- Стефановский В. В. Четвертичные отложения восточного склона Южного Урала и Зауралья. Стратигр. четвертичных (антропоген.) отлож. Урала. Изд-во «Недра», М., 1965.
- Стражевский Э. Я. Отчет о действиях Северной экспедиции в 1833 году. «Горн. журн.», ч. IV, кн. IX, 1834.
- Стражевский Э. Я. Описание действий Северной горной экспедиции в 1834 г. «Горн. журн.», ч. III, кн. VIII, 1935.
- Сукачев В. Н. и Поплавская Г. М. Очерк истории озер и растительности Среднего Урала в течение голоцена по данным изучения сапропелевых отложений. Бюлл. комиссии по изуч. четверт. периода, № 8, М.—Л., 1946.
- Султанаев А. А. Схема стратиграфии верхнего палеозоя Колво-Вишерского края. «Докл. АН СССР», т. 98, № 2, 1954.
- Султанаев А. А. О разрезе карбона на р. Шартым. «Докл. АН СССР», т. 112, № 3, 1957.
- Султанаев А. А. О границе между нижним и средним карбоном на восточном склоне Урала. Тр. ВНИГРИ, вып. 163, Л., 1960.
- Султанаев А. А. Новые данные по стратиграфии намюрского яруса на Урале и их значение для Волго-Уральской области. Каменноугольная система. Тр. «Совещ. по уточн. стратигр. схем палеозоя Волго-Уральск. нефтегаз. провинции». Гостоптехиздат, М., 1962.
- Султанаев А. А. Рифовые образования в карбоне Урала. Сб. «Геология угленос. формаций и стратигр. карбона СССР». Изд-во «Наука», 1965.
- Сухоруков А. М. Речные террасы и возраст слагающего их аллювия на восточном склоне Среднего Урала и в Зауралье. Стратиграфия четвертичных (антропоген.) отлож. Урала. Изд-во «Недра», 1965а.
- Сухоруков А. М. Основные черты развития гидросети и аккумуляции аллювия в антропогенном периоде на восточном склоне Среднего Урала и в Зауралье. Тр. Всес. совещ. по изуч. четверт. периода, т. I. Изд-во «Наука», 1965б.
- Таланцев А. С. Новые данные о нефелиновых сиенитах Нязепетровского района. Тр. Первого урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.
- Татаринов П. М. и Красновский Г. М. Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Урале и ее месторождения хромистого железняка. Тр. ЦНИГРИ, вып. 120, М.—Л., 1940.
- Тебеняков В. П. Новые данные по стратиграфии турнейских отложений Кизеловского района. Сб. «Сов. геология», т. IX, № 1, 1939.
- Тимергазин К. Р. Кристаллический фундамент западной Башкирии. «Геология нефти», 1957, № 6.
- Токарев И. Ф. Месторождения платины и золота среди отложений артинского яруса по западному склону Урала. Изд-во «Уралплатина», Екатеринбург, 1922.
- Толмачев В. Древности восточного Урала. Зап. УОЛЕ, ч. II, т. XXXIV, вып. 8—12, 1915.
- Толстихина М. М. Материалы к геоморфологии Кизеловского района на западном склоне Урала. «Изв. гос. геогр. об-ва», т. 68, вып. 3, 1936.
- Толстихина М. М. Карбон и нижняя пермь востока Русской платформы и склона Урала. Тр. Баш. геол. управл., вып. № 11, 1941.
- Тризна В. Б. К характеристике рифовых и слоистых фаций центральной ча-

- сти Уфимского плато. «Микрофауна нефтяных м-ний СССР», сб. III. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 50. Л.—М., 1950.
- Трифонов В. П. О строении толщи мезо-кайнозойских континентальных образований на восточном склоне Среднего Урала и связанных с ними россыпях благородных металлов. Мат-лы по геоморф. Урала, вып. 1. Госгеолтехиздат, 1948.
- Трифонов В. П. Новейшая тектоника восточного склона Урала и Зауралья. Тр. Уфим. совещ. по геоморфол. и неотектонике Волго-Уральск. обл. и Южного Урала. Уфа, 1960.
- Трифонов В. П. Основные вопросы неотектоники Урала. Мат-лы Всесоюз. совещ. по изучен. четвертичного периода, т. 3. Изд-во АН СССР. М., 1961.
- Трифонов В. П. Геолого-геоморфологические признаки современных тектонических движений на Урале и в Зауралье. Сб. «Современ. движения земн. коры», вып. 1, М., 1963.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. Изд-во «Недра», 1966.
- Тужикова В. И. Кайнотипные эффузивы и пирокластические породы Буланаш-Елkinsкого бассейна. «Докл. АН СССР», т. 111, № 1, 1956.
- Тужикова В. И. Анохинская тектоническая депрессия — новый пункт распространения юрских и триасовых отложений в Зауралье. «Докл. АН СССР», т. 120, № 2, 1958.
- Турутанова-Кетова А. И. Флористическая характеристика некоторых нижнемезозойских продуктивных толщ восточного склона Среднего Урала. «Ботанич. журн.», т. 43, № 5, 1958.
- Тюлина Л. О явлениях, связанных с почвенной мерзлотой и морозным выветриванием на г. Ирмель (Южный Урал). «Изв. гос. геогр. об-ва», т. 63, вып. 2, 3, 1931.
- Тяжева А. П. Стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала. В кн. «Девонские отложения Башкирии», ч. 1. М., 1961.
- Удовкина Н. Г. Эколиты и процессы эколитизации на Полярном Урале (на примере хр. Марун-Кеу). Тез. докл. Третьего Всес. петрогр. совещ. Проблема «Физико-химич. условия метаморфизма и метасоматоза». Новосибирск, 1963.
- Умова Л. А. Фации верхнемеловых и палеогеновых отложений Среднего Зауралья. Тез. докл. Четвертого Всесоюз. литологич. совещ., Ташкент, 1959.
- Успенский Н. М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. В кн. «Петрология и минерал. некот. рудн. районов СССР». Госгеолиздат, 1952.
- Федоров Е. С. Пояснения к геологической карте, приложенной к отчету проф. Е. С. Федорова. «Горн. журн.», т. IV, № 1, 1897.
- Федоров Е. С. и Никитин В. В. Богословский горный округ. СПб., 1901.
- Ферштатер Г. Б. Основные черты интрузивного комплекса Магнитогорского рудного поля. Тр. Первого урал. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1963.
- Филькин В. А. Современные тектонические движения и геоморфологические особенности района трассы повторного нивелирования Челябинск — Курган. Сб. «Совр. тект. движ. земной коры и методы их изучения». Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Флоренский В. П. Протерозойские сланцы и железистые кварциты востока Русской платформы. «Докл. АН СССР», вып. 105, № 5, 1955.
- Формозова Л. Н. Стратиграфическое положение и возраст железорудных слоев Северного Приаралья. «БМОИП, отд. геол.», № 4, 1949.
- Форш Н. Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 92. Госгеолтехиздат, 1955.
- Фредерикс Г. Н. О возрасте современного Урала. «Вестн. Геол. ком.», т. XLVI, № 10, 1927.
- Фредерикс Г. Н. Фауна кыновского известняка на Урале. «Вестн. Геол. ком.», т. XLVIII, № 3, 1929.
- Фредерикс Г. Н. Верхний палеозой западного склона Урала. Тр. ГГРУ, вып. 106, М.—Л., 1932.
- Фролова Т. И. Новые данные о стратиграфии и вулканизме зеленокаменной полосы южной части Среднего Урала. Сб. «Сов. геол.», № 51, 1956.
- Фролова Т. И. и Рудник Г. Б. Магматизм северной части Магнитогорского синклиория. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Хабаков А. В. Структурные особенности рельефа Оренбургской степи. «Изв. Гос. географ. об-ва», т. 66, вып. 4, 1934.
- Хабаков А. В. Доурский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала. «Изв. Гос. географ. об-ва», т. 67, вып. 2, 1935.
- Хабаков А. В. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями. Тр. ГГУ Главсевморпути, вып. 15, М.—Л., 1945.
- Хабаков А. В. Древние оползневые нарушения артинских слоев на Среднем Урале. «Докл. АН СССР», т. 61, № 6, 1948.
- Хабаков А. В. Стратиграфический разрез восточного Зауралья, вскрытый Тюменской опорной скважиной 2-Р. Тр. ВСЕГЕИ. «Мат-лы по геол., гидрогеол. и нефтегазоносности Западн. Сибири», 1954.

- Хабакон А. В. Палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения западного склона Южного Урала. «Геология СССР», т. XIII, Башкирия, ч. 1. Изд-во «Недра», 1964.
- Хабакон А. В. Палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения на юге Южного Урала. Тр. ВСЕГЕИ, «Мат-лы по палеогеографии и литологии», нов. сер., т. 110. Изд-во «Наука», 1967.
- Хворова И. В. Батинальные осадки среди сакмарских и артинских отложений в Башкоровом Приуралье. «Докл. АН СССР»; т. 57, № 9, 1947.
- Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5, 1948.
- Херасков Н. П. и Милановский Е. Е. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала. В кн. «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». Изд. МОИП, 1953.
- Ходалевиц А. Н. К вопросу о возрасте палеозойских бокситов восточного склона Северного Урала. «Сов. геология», т. VIII, № 8—9, 1938.
- Ходалевиц А. Н. Верхнесилурийские брахиоподы восточного склона Урала. Тр. Урал. геол. управл., Свердловск, 1939.
- Ходалевиц А. Н. К стратиграфии силурийских и девонских карбонатных образований западного склона Среднего Урала. Сб. «Сов. геология», № 39, 1949.
- Ходалевиц А. Н. Нижнедевонские и эйфельские брахиоподы Ивдельского и Серовского районов Свердловской области. Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. XVIII, М., 1951.
- Хоментовский А. С. Новейшие движения земной коры в пределах некоторых соляных структур Южного Предуралья. «БМОИП, отд. геол.», т. 28 (4), 1953.
- Червяковский Г. Ф. О фазах складчатости и расщепления на Урале. «Докл. АН СССР», т. 105, № 4, 1955.
- Чернов А. А. Угленосные районы бассейна Косью в Печорском крае по исследованиям 1924 г. Мат-лы по общей и прикладной геологии, вып. 119, Л., 1925.
- Чернышев Ф. Н. Материалы к изучению девонских отложений России. Тр. Геол. ком., т. I, вып. 3, Спб., 1884.
- Чернышев Ф. Н. Фауна нижнего девона западного склона Урала. Тр. Геол. ком., т. III, № 1, Спб., 1885.
- Чернышев Ф. Н. Фауна среднего и верхнего девона западного склона Урала. Тр. Геол. ком., т. III, № 3, Спб., 1887.
- Чернышев Ф. Н. Общая геологическая карта России, лист 139. Описание центральной части Урала и западного его склона. Тр. Геол. ком., т. III, № 4, Спб., 1889.
- Чернышев Ф. Н. Фауна нижнего девона восточного склона Урала. Тр. Геол. ком., т. IV, № 3, Спб., 1893.
- Чернышев Ф. Н. Верхнекаменноугольные брахиоподы Урала и Тимана. Тр. Геол. ком., т. XVI, № 2, Спб., 1902.
- Черняховский А. Г. Элювий и продукты его переотложения (Казахстан и Средняя Азия). Тр. ГИН АН СССР, вып. 145. Изд-во «Наука», 1966.
- Чесноков Б. В. Эклогиты Южного Урала и их практическое значение. Тр. Первого урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.
- Чочиа Н. Г. Цикличность в девонских отложениях западного склона Урала в пределах Уфимского амфитеатра и комплекса Кара-Тау (55—57° с. ш.). «Литолог. сб.», № 2. Гостоптехиздат, 1948.
- Чочиа Н. Г. Молодые движения в южной части Среднего Приуралья. «Литолог. сб.», № 3. Гостоптехиздат, 1950а.
- Чочиа Н. Г. Девон Уфимского амфитеатра. Геология западного Урала. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 44, 1950б.
- Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 91. Гостоптехиздат, 1955.
- Чочиа Н. Г. и Адрианова К. И. Девон Колво-Вишерского края. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 61, 1952.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Мат-лы к позн. геол. строения СССР. «БМОИП, нов. сер.», вып. 2 (6), 1945.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1946.
- Штейнберг Д. С. К петрохимии гранитов Урала. Тр. ГГИ УФАН, вып. 3а Л., 1944.
- Штейнберг Д. С. Закономерности вещественного состава гранитов Урала. Зап. Урал. геол. об-ва, вып. 1. Свердловск, 1948.
- Штейнберг Д. С. О взаимной связи контактово-метасоматических и так называемых магматических железорудных месторождений Урала. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, № 4, 1953.
- Штейнберг Д. С. Некоторые закономерности локализации уральских эндогенных месторождений железа и меди, генетически связанных с интрузиями. Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 22. Госгеолтехиздат, 1955.

- Штейнберг Д. С. Некоторые петрологические критерии поисков эндогенных железорудных месторождений Урала. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала», вып. 5. Свердловск, 1958.
- Штейнберг Д. С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. Междунар. геол. конгр. XXI сесс. Докл. сов. геол., пробл. 13, М., 1960а.
- Штейнберг Д. С. Роль некоторых процессов метаморфизма в формировании основных и ультраосновных пород Урала по новым данным. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. Второго Всес. петрогр. совещ., М., 1960б.
- Штейнберг Д. С. Интрузивные формации Урала. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8, М., 1961.
- Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. Тр. Первого Уральск. петрограф. совещ., т. 1, Свердловск, 1963а.
- Штейнберг Д. С. Основные черты петрологии и металлогении интрузивных формаций Урала. Тр. Первого Уральск. петрограф. совещ., т. 1, Свердловск, 1963б.
- Штейнберг Д. С. Эволюция вулканизма и вулканические циклы на площади Магнитогорского рудного поля. Тр. Первого Уральск. петрогр. совещ., т. 2, Свердловск, 1963в.
- Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. Тр. Первого Уральск. петрограф. совещ., т. 2, Свердловск, 1964.
- Штейнберг Д. С., Кравцова Л. И., Варлаков А. С. Основные черты геологического строения Кусинской габбровой интрузии и залегающих в ней рудных месторождений. Тр. ГИ УФАИ СССР, вып. 40, Свердловск, 1959.
- Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Титаномагнетиты изверженных пород Урала и связанных с ними титаномагнетитовых месторождений. Тр. Первого уральск. петрограф. совещ., т. 1, Свердловск, 1963.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР, т. III. Изд. АН СССР, М., 1951.
- Штукенберг А. А. Общая геологическая карта России, лист 138. «Тр. Геол. ком.», т. IV, № 2, Спб., 1890.
- Штукенберг А. А. Кораллы и мшанки каменноугольных отложений Урала и Тимана. «Тр. Геол. ком.», т. X, № 3, Спб., 1895.
- Штукенберг А. А. Общая геологическая карта Европейской России. Лист 127. «Тр. Геол. ком.», т. XVI, № 1, Спб., 1898.
- Штукенберг А. А. Геологические исследования в Южном Урале, произведенные в 1898 г. «Изв. Геол. ком.», т. XVIII, № 6, Спб., 1899.
- Штукенберг А. А. и Чернышев Ф. Н. Общая геологическая карта Европейской России. Лист 127. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., вып. 154, Спб., 1922.
- Щербаков О. А. О некоторых вопросах стратиграфии турнейского яруса на западном склоне Среднего Урала. Научн. тр. Перм. политехн. ин-та, «Вопросы палеогеографии карбона», сб. 22, Пермь, 1965.
- Щербаков О. А. Палеотектоника и палеогеография территории западного склона Среднего Урала и Пермского Прикамья в турнейский век. Научн. тр. Перм. политехн. ин-та, «Вопросы палеогеографии карбона», сб. 23, Пермь, 1966.
- Щербаков О. А., Гарань М. И. и др. К стратиграфии пограничных слоев турнейского и визейского ярусов на Среднем Урале. «Докл. АН СССР», т. 158, № 1, 1964.
- Щербаков О. А., Подстаницкая Э. В., Пирожкова З. А. О расчленении и условиях образования верхневизейских и намюрских отложений на западном склоне Среднего Урала. Научн. тр. Пермск. политехн. ин-та, «Вопросы палеогеографии карбона», сб. 22, Пермь, 1965.
- Щербаков О. А., Пахомов И. В., Шаронов Л. В., Юсупов М. А., Чувашов Б. И., Софроницкий П. А. Палеотектоника и фации позднего девона и раннего карбона западного склона Среднего и Южного Урала и Приуралья. «Литология и полезн. ископ.», № 2, 1966.
- Щукина Е. Н. Изучение истории континентального развития восточного склона Среднего Урала. Тр. ИГН АН СССР, вып. 13, М., 1940.
- Щукина Е. Н. Геология и геоморфология коры выветривания Среднего Урала. «БМОИП, отд. геол.», т. XXI, № 5, 1946.
- Щукина Е. Н. О возрасте отложений высоких террас среднего течения р. Чуевой. Тр. ИГН АН СССР, вып. 88, геол. сер. (№ 26), М., 1947.
- Щукина Е. Н. Геоморфология и послепалеозойские отложения верховий р. Чуевой. Булл. комисс. по изуч. четв. периода. № 11. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1948а.
- Щукина Е. Н. Четвертичные отложения Среднего Урала. Тр. ИГН АН СССР, вып. 94, геол. сер., (№ 29), М., 1948б.
- Щуровский Г. Е. Уральский хребет в физико-географическом, геогностическом и минералогическом отношениях. М., 1841.
- Эдельштейн Я. С. К вопросу об оледенении северо-западной части Сибирской равнины. «Природа», 1931, № 5.
- Эдельштейн Я. С., Сигов А. П. и др. Объяснительная записка к геоморфологической карте Урала. Госгеолиздат, 1948.

- Эйнор О. Л. Детальный стратиграфический разрез надугленосной толщи нижнего карбона Кизеловского района (Урал). «Докл. АН СССР», т. II, № 3—4, 1935.
- Эйнор О. Л. Новые данные по тектонике Причусовского района в связи с вопросом о его угленосности. «Пробл. сов. геологии», т. VI, № 5, 1936а.
- Эйнор О. Л. Стратиграфия и руководящая брахиоподовая фауна известняков надугленосной толщи нижнего карбона Кизеловского района на Урале. ОНТИ, М.—Л., 1936б.
- Эйнор О. Л. Стратиграфический разрез верхов визейского и намюрского ярусов западного склона Среднего Урала. «Докл. АН СССР», т. LI, № 2, 1946.
- Эйнор О. Л. Материалы по стратиграфии среднего карбона Кизеловского и Чусовского районов. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 90, Л., 1955а.
- Эйнор О. Л. К стратиграфии визейского яруса горной Башкирии. «Докл. АН СССР», т. 103, № 4, 1955б.
- Эйнор О. Л. Исследования по стратиграфии карбона восточной окраины Урало-Волжской нефтеносной области (Горная Башкирия). Госоптехиздат, 1958.
- Яковлев Н. Н. Геологический очерк рудоносной области сиенитов в Нижнетагильском округе на Урале. «Изв. Геол. ком.», т. XXV, № 122, 1906.
- Яковлев Н. Н. Фауна иглокожих пермокарбона из Красноуфимска на Урале. «Изв. Геол. ком.», т. 45, № 2, 1926.
- Яковлев Н. Н. Фауна иглокожих пермокарбона из Красноуфимска на Урале. «Изв. Геол. ком.», т. 46, № 3, 1927.
- Яковлев Н. Н. и Рябинин В. Н. К геологии Соликамского Урала. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 123, Спб., 1915.
- Яковлев С. А. Валунно-галечниковые отложения восточного склона Среднего Урала. «Сов. геология», 1940, № 11.
- Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 17. Госгеолтехиздат, 1956.
- Янишевский М. Э. Фауна каменноугольного известняка, выступающего по р. Шартымке на восточном склоне Урала. Тр. об-ва естествоисп. при Казанск. ун-те, т. XXXIV, вып. V, 1900.
- Яншин А. Л. Геологическая история Орского Урала в третичном периоде. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4, 1948.
- Яншин А. Л. О четвертичной истории и морфологии бассейна среднего течения р. Тобол. «БМОИП, отд. геол.», т. XXIV (5), 1949.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Мат-лы к познанию геол. строен. СССР, нов. сер., вып. 15 (19). Изд. МОИП, 1953.
- Ярош А. Я. Структура кристаллического фундамента западного Приуралья. Междунар. геол. конгр. XXII сесс. Докл. сов. геол., пробл. 2. Изд-во «Недра», 1965.
- Ястребов Е. В. Следы четвертичной тектоники на Северном Урале. Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода. Изд. АН СССР, № 16, М., 1951.
- Яхимович В. Л. О структуре Предуральской депрессии в связи с изучением мезо-кайнозойских отложений. Вопр. геоморфол. и геологии Башкирии, Сб. I. Изд-во Баш. ФАН СССР, Уфа, 1957.
- Яхимович В. Л. Кайнозой Башкирского Предуралья. Тр. ГГИ Баш. ФАН СССР, т. I, ч. 1, 2; т. II, ч. 1, Уфа, 1958.
- Яхимович В. Л. Корреляция антропогенных отложений Предуралья, западного и восточного склонов Южного Урала. Антропоген Южного Урала. Изд-во «Наука», 1965а.
- Яхимович В. Л. Антропогенные отложения восточного склона Южного Урала. Антропоген Южного Урала. Изд-во «Наука», 1965б.
- Яхимович В. Л. Антропогенные отложения Южного Предуралья. Антропоген Южного Урала. Изд-во «Наука», 1965в.
- Яхимович Н. Н. Остатки млекопитающих из антропогенных отложений Южного Урала. Антропоген Южного Урала. Изд-во «Наука», 1965г.
- Duparc L. et Pearce F. Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kiselovskaya datcha. Mem. Soc. Phys. et Hist. Nat. de Geneve, vol. 34, f. 2, 1902; f. 5, 1905.
- Duparc L., Pearce F., Tikhonowitch M. Reperches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord. Le bassin de la hante Wichera. Mem. Soc. Phys. et Hist. Nat. de Geneve, t. 36, f. 1, 1909.
- Gulliver F. P. Planation and dissection of the Ural Mountains Rochester the Geological Society of America (Bulletin of the Geological Society of America, vol. 10), 1899.
- Murchison R. J., Verneuil E. et Keiserling A. Geologie de la Russia in Europe and the Ural mountains. V. I. Geology, London, 1845.
- Murchison R. J., Verneuil E. and Keyserling A. Geology of Russia d'Europe et des Montagnes de l'Oural. V. II. Paleontologie, London, 1845.
- Rose G. Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspischen Meere. Berlin, 1837, 1842.
- Philippson A. Geographische Reiseskissen aus dem Ural. Sitzungs—Ber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur—u. Heilkunde zu Bonn, 1898.

СОДЕРЖАНИЕ

Тектоника	Стр.
Введение. <i>И. И. Горский, И. Д. Соболев</i>	7
Восточная часть Русской платформы. <i>П. А. Софроницкий</i>	12
Вятская зона	22
Верхнекамская впадина	22
Тиманский мегавал	24
✓ Пермско-Башкирский свод	25
Заключение	27
Предуральский краевой прогиб. <i>П. А. Софроницкий</i>	29
Верхне-Печорская мегавпадина	30
Колвинская седловина	30
Уфимско-Соликамская мегавпадина	31
Заключение	36
Западно-Уральская внешняя зона складчатости. <i>П. А. Софроницкий</i>	37
Центрально-Уральское поднятие. <i>И. Д. Соболев</i>	43
Ляпинско-Исовской мегантиклинорий	47
Улсовско-Койвинский синклинорий	50
Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий	51
Билимбаевский седловинный синклинорий	55
Башкирский мегантиклинорий	56
Зилаирский синклинорий	63
Уралтауский мегантиклинорий	64
Заклучение	66
Тагильско-Магнитогорский прогиб. <i>И. Д. Соболев</i>	69
Тагильский мегасинклинорий	69
Западное крыло	73
Центральная подзона	79
Восточное крыло	90
Магнитогорский мегасинклинорий	95
Заклучение	112
Восточно-Уральское поднятие. <i>И. Д. Соболев</i>	114
Сартыньинский мегантиклинорий	119
Тальминский седловинный мегасинклинорий	119
Верхотурско-Верхисетский мегантиклинорий	120
Медведевско-Свердловский мегасинклинорий	125
Сысертско-Ильменогорский мегантиклинорий	128
Арамилско-Сухтелинский мегасинклинорий	134
Сосьвинско-Коневский мегантиклинорий	139
Челябинско-Суундукский мегантиклинорий	144
Заклучение	153
Восточно-Уральский прогиб. <i>И. Д. Соболев</i>	154
Пельмский мегасинклинорий	157
Алапаевско-Теченский мегасинклинорий	158
Копейско-Брединский мегасинклинорий	167
Заклучение	174
Основные черты строения палеозойского фундамента Зауралья. <i>И. Д. Соболев</i>	176
Зауральское поднятие	178
Шаимский мегантиклинорий	182
Добринская седловинная структура	183
Камышловский мегантиклинорий	184
Талицкий мегасинклинорий	187
Ницинско-Шадринский мегантиклинорий	187

	Стр
Галкинская седловинная структура	188
Троицко-Кенгусайский мегантиклинорий	189
Александровский мегасинклиний	190
Октябрьско-Денисовский мегантиклинорий	190
Тюменско-Кустанайский прогиб	191
Тобольско-Кушмурунское поднятие	192
Главнейшие черты тектоники мезозойских и кайнозойских отложений Зауралья	
<i>И. Д. Соболев, М. Н. Дегтева</i>	193
Нижнемезозойский структурный ярус	193
Верхнемезозойско-кайнозойский покров	195
Ляпинско-Лангурский прогиб	197
Березовско-Верхотурское поднятие	199
Верхнекондинский прогиб	200
Шаимско-Троицкое поднятие	201
Тюменско-Тургайский прогиб	204
Заключение	204
Новейшая тектоника Урала. <i>В. П. Трифонов</i>	205
Возрастные границы и характер новейших движений	207
Особенности неотектоники отдельных районов	213
Предуралье	215
Урал	216
Восточное Зауралье	217
Современные тектонические движения	218
Заклучение	219
✓ Краткий очерк тектонического развития. <i>И. Д. Соболев</i>	220
Раннедокембрийский мегацикл	221
Позднедокембрийско-кембрийский мегацикл	223
Бурзянский этап	223
Юрматинский этап	224
Каратауский этап	224
Кембрийский (вендско-кембрийский) этап	226
Ордовикско-позднепалеозойский мегацикл	228
Ордовикско-раннедевонский этап	229
Среднедевонско-раннетурнейский этап	230
Позднетурнейско-наюрский этап	233
Позднепалеозойский этап	235
Мезо-кайнозойский мегацикл	239
Заклучение	239
Физические поля Урала. <i>Е. М. Ананьева, Б. В. Дорофеев</i>	241
Геоморфология Урала. <i>А. П. Сигов</i>	252
Основные направления изучения рельефа	252
Коры выветривания и их геоморфологическое значение	253
Геоморфологические районы	255
Древняя и современная речная сеть	262
Древние и современные озерные ванны	270
Древние морские побережья	272
Ледниковые формы рельефа	274
Формы перигляциальных зон	275
Карст	277
Эоловые формы рельефа	278
Отражение послепалеозойской тектоники в рельефе Урала	278
Литература	280
Приложения: Геологическая карта Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала м-ба 1:1 000 000	
Тектоническая схема Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала м-ба 1:2 500 000	

