

Спр.

Q  
N  
P  
K  
J  
T

# ПРАКТИЧЕСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ

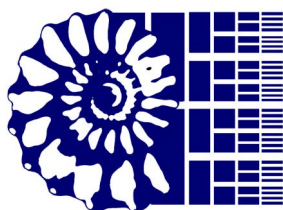
P  
C  
D  
S  
O  
€

MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR  
A. P. KARPINSKY ALL-UNION ORDER OF LENIN  
GEOLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

# PRACTICAL STRATIGRAPHY

Working out of stratigraphic  
base for large-scale  
geological survey

Edited by I. F. NIKITIN, A. I. ZHAMOIDA



<http://jurassic.ru/>

Leningrad  
Nedra Publishers  
Leningrad Department  
1984

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО

# ПРАКТИЧЕСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ

Разработка стратиграфической  
базы крупномасштабных  
геологосъемочных работ

Под редакцией И. Ф. НИКИТИНА, А. И. ЖАМОЙДЫ



Ленинград  
«Недра»  
Ленинградское отделение  
1984

**Практическая стратиграфия** (Разработка стратиграфической базы крупномасштабных геологосъемочных работ)/Под ред. И. Ф. Никитина, А. И. Жамойды.— Л.: Недра, 1984.— 320 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

**Practical stratigraphy** (Working out of stratigraphic base for large-scale geological survey)/Edited by I. F. Nikitin, A. I. Zhamoida.— L., Nedra, 1984.— 320 p.

В книге обобщен опыт стратиграфических работ применительно к задачам и практике крупномасштабного геологического картирования. Даны определения и раскрыто содержание таких понятий, как стратиграфическая основа, картируемое стратиграфическое подразделение, стратиграфические единицы различных категорий. Охарактеризованы главные методы стратиграфических исследований, используемые при крупномасштабном геологическом картировании: биостратиграфический, литологический, геохимический, климато-стратиграфический, радиологический, палеомагнитный. Показано ведущее значение литологического и биостратиграфического методов. Рассмотрены особенности стратиграфических исследований в зависимости от строения и типа отложений (терригенных, карбонатных, флишевых и флишеидных, кремнистых, вулканогенных) и сложностроенных толщ, а также донных осадков акваторий. Даны рекомендации по изучению стратиграфических разрезов, по организации и проведению стратиграфических исследований при крупномасштабном геологическом картировании.

Основные положения и рекомендации, изложенные в книге, исходят из требований «Стратиграфического кодекса СССР» и соответствующих постановлений Межведомственного стратиграфического комитета.

Книга рассчитана на геологов-съемщиков, научных работников, специализирующихся в области стратиграфии, палеонтологии и региональной геологии, а также может быть полезна преподавателям и студентам геологических вузов.

Табл. 9, ил. 116, список лит. 101 назв.

Авторы: *И. В. Васильев, В. Н. Верещагин, В. Д. Вознесенский, В. В. Донских, А. И. Жамойда, И. А. Заерузина, Н. М. Задорожная, В. Н. Зелепугин, В. А. Зубаков, Д. С. Кашик, В. Н. Кондитеров, Л. И. Мелкоян, Е. В. Мовшович, И. Ф. Никитин* (ответственный исполнитель), *М. В. Ошуркова, И. В. Полуботко, Н. Н. Предтеченский, К. О. Ростовцев, М. А. Спиридонов, А. Н. Храмов, Э. Н. Янов*

The book summarizes the experience of stratigraphic works as applied to the tasks and practice of the large-scale geological mapping.

The determination of such conceptions as stratigraphic base, mapped stratigraphic unit, stratigraphic units of various categories is given and their content is explained. The principal methods of stratigraphic studies used in large-scale geological mapping, i. e. biostratigraphic, lithologic, geochemical climato-stratigraphic, radiologic, paleomagnetic are characterized. A particular importance of lithologic and biostratigraphic methods is shown. The peculiarities of stratigraphic studies depending on the structure and type of deposits (terrigenous, carbonaceous (flysch and flyschoid, silicic, volcanogenic) as well as thoroughly dislocated bodies and bottom sediments of water areas are examined. The recommendations on study of stratigraphic sections are given in respect to organizing and carrying out stratigraphic investigations in the course of large-scale geological mapping.

The main principles and recommendations given in the book arise from the requirements of "Stratigraphic code of the USSR" and relevant resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic committee.

The book is intended for geologists-surveyors, scientific workers specialized in stratigraphy, paleontology and regional geology; it also may be useful for the teachers and students of geological institutes.

## ВВЕДЕНИЕ

Стратиграфии в ряду геологических наук отведено особое место. Именно «стратиграфия сделала геологию наукой исторической, т. е. наукой в строгом смысле» [Соколов Б. С., 1980]. Как фундаментальный раздел геологии она изучает последовательность образования и связанные с этим особенности залегания, а также состава толщ нормально пластующихся горных пород, т. е. общие закономерности строения осадочной оболочки Земли и ее отдельных структур. В соответствии с этим стратиграфия составляет базу всех региональных геологических исследований: от изучения строения отдельных территорий, а теперь и шельфов и даже внутренних пространств океанов, до специальных палеогеографических, тектонических, металлогенических и других исследований.

Практическое значение стратиграфии определяется тем, что она вместе с петрологией является основой при геологической съемке и составлении геологических карт, а также при поисках и разведке многих видов полезных ископаемых, прежде всего топливно-энергетического сырья, строительных материалов, стратиформных рудных месторождений.

В настоящее время в нашей стране практически завершена государственная геологическая съемка среднего масштаба и главным видом региональных исследований горнопромышленных и намеченных к народнохозяйственному освоению районов стали геологические работы крупных масштабов.

С 1982 г. Министерство геологии СССР перешло к качественно новому этапу изучения геологического строения и полезных ископаемых территории страны — к планомерным, систематическим крупномасштабным геологическим съемкам, к составлению и изданию Государственной геологической карты масштаба 1 : 50 000. В соответствии с основными направлениями дальнейшего укрепления минерально-сырьевой базы страны в свете решений XXVI съезда КПСС осуществление этих работ предъявляет новые требования ко всем областям геологической науки, в том числе и к стратиграфии [Козловский Е. А., 1981]. Эти требования во многом определяются особенностями

крупномасштабного геологического картирования, которое производится на базе местных стратиграфических схем и требует комплексного, прежде всего литолого-фациального и биостратиграфического, обоснования.

По поручению Министерства геологии СССР и при его участии отделом методики геологической съемки и поисков ВСЕГЕИ подготовлены и опубликованы: общие методические руководства по геологической съемке крупного масштаба, содержащие требования, предъявляемые к этим видам работ и к их результатам; методические указания, в которых изложены приемы, с помощью которых можно выполнить требования применительно к различным геологическим объектам и задачам, а также инструкции по организации и производству различных видов геологосъемочных работ. Это «Основные положения организации и производства геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000)», «Основные положения организации и производства групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000)», «Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000», «Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000», «Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000».

Во всех перечисленных руководствах и указаниях предполагается, что при проведении геологической съемки геологи используют готовую стратиграфическую основу в виде стратиграфических схем и легенд к картам, предварительно подготовленных и утвержденных для соответствующих серий листов редакционными коллегиями производственных геологических объединений или других организаций, ведущих геологосъемочные работы. Собственно стратиграфическим исследованиям, в процессе которых создается стратиграфическая основа картировочных работ, в этих руководствах уделено недостаточное внимание.

Между тем совершенно очевидно, что детальностью и достоверностью стратиграфической (при крупномасштабных работах литолого-стратиграфической) основы, ее соответствием масштабу картировочных работ и сложности геологических структур картируемой территории определяется качество геологической карты — конечной продукции этих работ. Кроме того, само геологическое картирование в областях распространения осадочных и вулканогенных пород, по существу, состоит из прослеживания на местности и нанесения на карту стратиграфических подразделений. Таким образом, сам процесс геологической съемки в этих областях в значительной мере сводится к стратиграфическим исследованиям — к расчленению разрезов и к опознаванию стратиграфических подразделений, к корреляции их разрозненных выходов в пределах всей картируемой площади. В этом заключается повседневная полевая работа геолога-съемщика.

В последнее десятилетие в Советском Союзе усиленно разрабатываются теоретические основы стратиграфии. Основные достижения ее закреплены в «Стратиграфическом кодексе СССР» [1977], совершенствуются и внедряются в практику геологических работ новые методы [Степанов Д. Л., Месежников М. С., 1979], для упорядочения стратиграфической терминологии и названий издается «Стратиграфический словарь СССР». Достижения в изучении стратиграфии крупных геологических регионов нашей страны закрепляются в серии решений межведомственных региональных стратиграфических совещаний и отражены в утвержденных этими совещаниями и Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) «Решениях» и корреляционных таблицах по всем системам. В постоянную практику деятельности МСК вошла организация таких совещаний, которые проводятся с определенной периодичностью по мере накопления новых материалов.

Настоящая работа подготовлена во ВСЕГЕИ как практическое пособие, обобщающее эти достижения на основе положений и требований «Стратиграфического кодекса СССР», а также соответствующих постановлений МСК. В книге рассмотрены главным образом сущность и особенности стратиграфических исследований, применяемых при крупномасштабном геологическом картировании, и методы, с помощью которых создается его стратиграфическая основа. Однако материал книги может быть использован и при других геологических работах (составление профилей по скважинам, палеогеографических, формационных, структурных и других специальных карт).

При геологической съемке в областях распространения осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных отложений картируются главным образом стратиграфические подразделения (стратоны), представляющие собой совокупность горных пород, которые составляют определенное единство и обособлены по признакам, позволяющим установить последовательность их формирования и положение в стратиграфическом разрезе [Стратиграфический кодекс СССР, 1977, с. 43].

Картируемыми стратиграфическими подразделениями при геологической съемке крупного масштаба являются местные стратиграфические (серии, свиты, подсвиты) и вспомогательные литостратиграфические (толщи, пачки, пласты) подразделения и маркирующие горизонты, мощности которых не выходят за пределы требований соответствующего масштаба. В масштабе 1 : 50 000 мощность картируемых покровных отложений не должна превышать 50, а образований складчатого комплекса — 500 м, в масштабе 1 : 25 000 — 25 и 250 м соответственно [Основные положения..., 1968]. Минимальные мощности определяются техническими возможностями изображения на карте геологических тел и в масштабе 1 : 50 000 и 1 : 25 000

составляют 50—100 и 25—50 м соответственно [Методическое руководство..., 1978, гл. 1].

Таким образом, в крупном масштабе картируются стратиграфические подразделения, выделяющиеся главным образом по фациально-литологическим или петрографическим признакам, позволяющим отличать их от подстилающих и перекрывающих стратонтов. Картируемые единицы ограничиваются (и по разрезу, и по простираанию) либо поверхностями резкого, либо зонами постепенного изменения состава пород или их сочетаний. Для корреляции этих подразделений и обоснования их возраста ведущее значение сохраняется за биостратиграфией.

Реже в качестве картируемых единиц используются биостратиграфические подразделения, главным образом в тех случаях, когда однообразные по составу отложения (чаще всего карбонатные или глинисто-песчаниковые толщи) могут быть расчленены только по ископаемым остаткам фауны или флоры и эти подразделения прослеживаются при картировочных работах. Совокупность картируемых стратиграфических подразделений составляет легенду геологической карты, являющуюся завершением разработки стратиграфической и петрографической основ.

Базой для разработки стратиграфической основы служат опорный разрез [Задачи..., 1983] структурно-формационной зоны или ее части, к которым относится район геологических работ, и типовой разрез отложений, распространенных непосредственно на территории, охваченной этими работами.

При разработке или совершенствовании кондиционной стратиграфической основы помимо традиционных методов, таких как биостратиграфический и литолого-фациальный, используются климатостратиграфический, геохимический, радиологический, палеомагнитный, а также бурение опорных скважин. В специальных разделах книги охарактеризованы особенности стратиграфических исследований в зависимости от строения и типа отложений, даны рекомендации по организации стратиграфических исследований при крупномасштабном геологическом картировании. Особое внимание уделено новым направлениям исследований и случаям, требующим специального подхода, таким как изучение стратиграфии органогенных построек и сложнодислоцированных отложений.

В работе не рассмотрены исследования, проводящиеся в областях распространения глубокометаморфизованных докембрийских отложений или других метаморфических образований. Эти случаи требуют применения особых методов исследований, они изложены в специальном выпуске «Методических указаний по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в областях развития метаморфических образований» [1972 г.].

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть два обстоятельства, имеющие первостепенное значение для разработки



стратиграфической основы при переходе геологической службы на составление государственных крупномасштабных геологических карт.

1. Кондиционная крупномасштабная съемка требует разработки специальной комплексной литолого-стратиграфической базы, значение которой как геохронологического каркаса не уменьшается, а увеличивается с повышением детальности любых геологических работ, в первую очередь геологической съемки.

2. Разработка литолого-стратиграфической и биостратиграфической базы для крупномасштабной геологической съемки является не простым уточнением или дополнением стратиграфических схем и легенд к среднемасштабным картам, а самостоятельной исследовательской работой.

## ПРИНЦИПЫ СТРАТИГРАФИИ

При всем кажущемся разнообразии определений понятия «стратиграфия» их можно свести к двум-трем принципиально различным. Одними учеными понятие «стратиграфия» (и, следовательно, задачи) сужается до изучения только временных соотношений слоев и толщ [Шиндевольф О., 1975 г. и др.]. Другие исследователи настолько расширяют задачи стратиграфии, что она становится синонимом почти всей геологии, по крайней мере по отношению к слоистым образованиям [Хедберг Х., 1978, и др.].

«Стратиграфический кодекс СССР» построен исходя из такого определения стратиграфии, которое учитывает не только временные отношения стратиграфических подразделений, но и соответствующие их характеристику (содержание) и положение в разрезе земной коры. Стратиграфия — это раздел геологии, изучающий последовательность формирования комплексов горных пород в земной коре, первичные их соотношения в пространстве и периодизацию геологической истории [Жамойда А. И., 1980].

Стратиграфическое подразделение (стратон), являющееся объектом стратиграфии, имеет геосистемную природу, поскольку отражает этап в развитии геосферы в целом или ее участка с учетом эволюции био-, гидро- и атмосферы. Именно поэтому основные стратиграфические подразделения имеют комплексную характеристику. Геолог не располагает инструментом внешнего отсчета времени, и, следовательно, конструирование геологического времени также «принадлежит материальным носителям этого времени — стратиграфическим подразделениям и заключенной в них информации» [Соколов Б. С., 1971, с. 158].

В большинстве обобщающих стратиграфических работ характеризуются или перечисляются различные принципы стратиграфии, причем почти все они квалифицируются как основные или главные. Так, американский исследователь А. Шоу в 1964 г. сформулировал 12 принципов, которые скорее относятся к седиментологии. Л. Л. Халфин в 1960 и 1967 гг. рассматривал от пяти до семи принципов стратиграфии (в разных работах), А. М. Садыков в 1974 г. — пять, называя их законами. В обстоя-

тельной работе Д. Л. Степанова и М. С. Месежникова [1979] предложено и подробно рассмотрено девять принципов.

Как показывает внимательный анализ так называемых основных принципов стратиграфии, большая часть их не является таковыми [Мейен С. В., 1981]. Не обсуждая терминологического вопроса о том, идет ли речь действительно о принципах, законах или только эмпирических обобщениях, кратко на них остановимся, взяв за основу книгу Д. Л. Степанова и М. С. Месежникова «Общая стратиграфия» [1979, гл. 2 и 3].

Принцип актуализма (принцип Ч. Лайеля), конечно, не является специфическим принципом стратиграфии. Он используется в стратиграфии, как и в других отраслях геологии, в географии, биологии и т. д. Таким же более общим является принцип необратимости геологической и биологической эволюции. «Принцип» палеонтологической сукцессии (принцип Жиро Сулави — В. Смита) — одна из подсознательных формулировок необратимости биологической эволюции — имеет лишь исторический интерес.

Принцип фациальной дифференциации разновозрастных отложений (принцип А. Грессли — Э. Реневье) является принципом не стратиграфии, а седиментологии. Нельзя же утверждать, что все разновозрастные отложения фациально дифференцированы, т. е. фациально различны. Другое дело, что особенности осадкообразования в различных седиментационных бассейнах или на их отдельных участках следует учитывать в стратиграфии, как и в других разделах геологии. То же самое можно сказать о принципе возрастной миграции граничных поверхностей суперкrustальных геологических тел (принцип Н. А. Головкинского), но с той лишь разницей, что в этом случае следует различать собственно стратиграфические границы стратона и его латеральные (фациальные) границы (см. гл. 3).

Не является основным и принцип неполноты стратиграфической и палеонтологической летописи (принцип Ч. Дарвина). Он указывает лишь на то, что каждый конкретный разрез может быть неполным, т. е. иметь перерывы в осадконакоплении, размывы осадков, не содержать органических остатков, которые найдены в других разрезах, и т. п. Здесь, скорее, прав А. М. Садыков [1974 г.], который считает этот принцип (закон) общегеологическим.

С. В. Мейен [1974, 1981] показал, что фундаментальными и независимыми можно считать лишь три принципа, которые в сумме необходимы и достаточны в качестве теоретической базы стратиграфии. К ним следует присоединить (или предположить им) принцип объективной реальности и неповторимости стратиграфических подразделений [Степанов Д. Л., Месежников М. С., 1979].

Первый принцип стратиграфии, на основе которого устанавливаются временные отношения, т. е. последовательность фор-

мирования комплексов горных пород в земной коре, всеми называется принципом Стенона. Первичная формулировка автора — «при ненарушенном залегании каждый нижележащий слой древнее покрывающего слоя» — уточнялась и расширялась последующими исследователями. Более полным представляется изложение принципа Стенона, предложенное С. В. Мейеном: «Временные отношения раньше/позже между геологическими телами определяются их первичными пространственными отношениями и (или) генетическими связями» [Мейен С. В., 1974, с. 13].

«Принцип Стенона служит основой для перевода пространственных отношений контактирующих тел в отношения временной упорядоченности. С этим принципом в стратиграфию входит понятие времени» [Мейен С. В., 1981, с. 60]. Он же обеспечивает первую операцию стратиграфического исследования — расчленение любого геологического тела по разрезу и нередко выделение стратиграфического подразделения.

Принцип гомотаксальности (или принцип Гексли) — второй фундаментальный принцип стратиграфии. Под гомотаксисом Т. Гексли понимал идентичную (однопорядковую) последовательность комплексов фауны или флоры в различных разрезах, которые в этом случае являются гомотаксальными. С. В. Мейен предложил применять понятие гомотаксальности при сопоставлении разрезов не только по палеонтологическим, но и по любым признакам или отражаемым ими событиям. В этом понимании принцип Гексли действительно становится общим принципом стратиграфии (а не только биостратиграфии) и включает в себя принцип Смита \* как частный.

Принцип Гексли может быть сформулирован следующим образом. Стратиграфическая корреляция конкретных разрезов, если непосредственное прослеживание невозможно, осуществляется сопоставлением гомотаксальных, т. е. идентичных, последовательностей признаков, в том числе следов обстановок и событий прошлого. С помощью этого принципа учитывается возможность неодновременности существования идентичных или близких фаун (флор) в различных участках планеты или региона и в то же время устанавливается синхронность отложений при получении доказательств стратиграфического значения какого-либо признака, наблюдаемого в разрезе. Учет этого принципа исключает механическое использование любого палеонтологического или иного признака для синхронизации разрезов и стратонтов. Этот принцип обеспечивает вторую операцию стратиграфического исследования — возможность корреляции разрезов или стратиграфических подразделений.

Третий фундаментальный принцип стратиграфии, предложен-

---

\* Отложения можно различать и сопоставлять по заключенным в них ископаемым органическим остаткам.

ный С. В. Мейеном [1974], назван им принципом хронологической взаимозаменяемости признаков (или событий, ими отражаемых). Он обобщает процедуру сопоставления разнофациальных и разнопровинциальных толщ.

Предлагается следующая формулировка этого принципа. Различное, частично перекрывающееся площадное распространение и комплексирование стратиграфических признаков обеспечивают их хронологическую взаимозаменяемость, являющуюся основой внутри- и межрегиональной, вплоть до планетарной, корреляции по серии признаков наибольшего веса.

Комплексная характеристика стратиграфического подразделения (имеющего, как сказано выше, геосистемную природу) может проявляться и проявляется на практике по-разному в пределах географического распространения стратона. Это становится очевидным, когда сопоставляются разнофациальные толщи или отложения разных биогеографических провинций. Только с помощью взаимозаменяемости различных групп фаун, фаун и флор, палеонтологических и литологических, литологических и геофизических и других сочетаний признаков можно сопоставлять образования любого генезиса и любых климатических поясов на любом удалении, вплоть до планетарного масштаба. «Именно на хронологически взаимозаменяемые признаки мы опираемся в тех случаях, когда из нескольких гомотаксальных последовательностей, наблюдаемых в сопоставляемых разрезах, мы выбираем одну (по признакам наибольшего веса) и считаем ее «правильной» корреляцией» [Мейен С. В., 1981, с. 61].

В сущности, этот принцип давно и всегда применялся, когда нужно было скоррелировать морские и континентальные отложения или произвести межрегиональную или межконтинентальную корреляцию. Универсальность общей (международной) стратиграфической шкалы и сопоставление с нею региональных схем или провинциальных шкал обычно основаны как раз на описанном принципе.

Четвертый принцип — принцип объективной реальности и неповторимости стратиграфических подразделений, который предлагают Д. Л. Степанов и М. С. Месежников, — объединил два самостоятельных принципа Л. Л. Халфина. Авторы так формулируют этот принцип: «Стратиграфические подразделения (стратоны), представляя реальный результат геологических событий, объективно отражают суть этих событий и не повторяются во времени и в пространстве» [Степанов Д. Л., Месежников М. С., 1979, с. 48]. С. В. Мейен предпочитает называть его принципом уникальности стратонов и считает, что стратиграфические подразделения (стратоны) не повторяются во времени и в пространстве, т. е. они уникальны.

Конечно, неповторимость стратона в значительной мере охватывается общим принципом естествознания о необратимости

эволюции Земли и населяющего ее органического мира. Однако понятие реальности (или конкретности) стратиграфического подразделения любой категории является действительно одним из основополагающих именно для стратиграфии как фундаментальной отрасли геологии, тем более что ряд исследователей продолжают считать подразделения общей шкалы неконкретными и нематериальными, отвлеченными и абстрактными понятиями. Некоторые же стратиграфы, признавая реальность местных стратонтов как геологических тел, относят их к вспомогательным или временным, подлежащим замене общими, т. е. в какой-то мере отрицая их реальность именно как стратиграфических подразделений.

Один из критериев установления (обоснования) основных стратиграфических подразделений, указанный в «Стратиграфическом кодексе СССР», исходит из рассматриваемого принципа: «...самостоятельность этапа геологического развития земной коры или отдельного ее участка, которому (этапу) отвечает данное стратиграфическое подразделение» (статья II.3).

Четвертый принцип стратиграфии хорошо поддерживает определение понятия «стратиграфия», приведенное в начале главы, подчеркивая необходимость учета не только временных отношений стратонтов, но и их вещественность, содержательность.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА

Геологические работы, и прежде всего геологическая съемка, преследуют расчленение участков земной коры на определенные геологические тела различного состава и строения, прослеживание их в пространстве и выяснение их взаимоотношений как в пространстве, так и во времени. К исследованиям, задач которой является выделение геологических тел различного содержания, относится выработка стратиграфической, петрографической, геофизической и геохимической основ.

Стратиграфической основой для проведения геологических работ на какой-либо площади (участке) служит стратиграфическая схема, построенная с учетом опорного разреза и скоррелированных с ним типовых разрезов, отражающих (показывающих) изменения объемов и соотношений выделенных стратонов или их стабильность на данной площади. Завершает разработку стратиграфической основы при геологическом картировании легенда к карте, охватывающая стратифицированные картируемые тела.

Крупномасштабную геологическую съемку, исходя из современных требований, обычно проводят в пределах определенной целостной геологической структуры — структурно-формационной зоны или ее части, бассейна накопления полезного ископаемого, рудного района или зоны. Поэтому крупномасштабной стратиграфической основой служит, как правило, местная корреляционная стратиграфическая схема. Картируемая геологическая структура ограничивается рамками соответствующих листов геологической карты, и, таким образом, разработанная местная стратиграфическая схема одновременно является стратиграфической основой для группы (или серии) листов Государственной крупномасштабной геологической карты.

Стратиграфическая основа — это тот фундамент, на который опираются геологическая съемка, тектонические и палеогеографические построения, выводы о возрасте и нередко о формах проявления магматической деятельности, о возрасте и особенностях сингенетических и в какой-то мере постседиментационных месторождений полезных ископаемых. Создание стратиграфической основы означает проведение таких работ, которые обес-

печили бы достаточно детальное (в масштабе съемки) достоверное расчленение стратиграфического разреза и корреляцию выделенных стратонов на всей площади работ. Главное в приведенном определении — это, во-первых, соответствие стратиграфической основы масштабу геологических работ и, во-вторых, ее достоверность, что иногда называют надежностью. Основная задача расчленения стратиграфического разреза — выделение местных и вспомогательных стратиграфических подразделений, прослеживаемых на всей или на значительной площади района работ и имеющих мощность, которая отвечает масштабу карты.

Подготовка стратиграфической основы состоит из:

а) комплексного изучения (или доизучения) опорного стратиграфического разреза;

б) изучения в пределах картируемой территории наиболее характерных, типовых, разрезов местных стратиграфических подразделений;

в) выявления корреляционных критериев и выделения маркирующих горизонтов;

г) установления особенностей расчленения и корреляции толщ, содержащих сингенетические полезные ископаемые;

д) составления местной стратиграфической схемы для картируемой площади;

е) составления легенды к картам.

Работы по созданию стратиграфической основы должны обеспечиваться комплексными литолого-стратиграфическими и палеонтологическими исследованиями, цель которых заключается не только в расчленении и корреляции разрезов, но и в восстановлении палеогеографии, условий накопления полезных ископаемых и т. д.

Общим условием создания стратиграфической основы для крупномасштабных геологических съемок являются изучение возможно более полного опорного стратиграфического разреза для картируемой территории, расчленение его с необходимой степенью детальности, соответствующей масштабу съемки или превышающей ее. Для повышения эффективности и экономичности съемочных работ очень важны правильное геологическое районирование территории, правильный выбор площади серии листов, чтобы в принципе один полный опорный разрез характеризовал всю территорию серии. В сложнопостроенных районах полный разрез может состояться из ряда разобщенных по площади разрезов. Опорный разрез должен изучаться теми методами, которые обеспечат расчленение и корреляцию отложений в соответствии с требованиями масштаба съемки.

Первостепенное значение приобретает изучение типовых разрезов картируемых стратиграфических подразделений. Эти разрезы выбираются на территории работ и должны служить эталонами состава, внутреннего строения, объема и стратиграфических соотношений стратонов на картируемой площади.



Типовые разрезы должны изучаться оптимальным числом методов, необходимых и достаточных для производства кондиционной геологической съемки.

Ранг местных стратиграфических подразделений не зависит от масштаба геологосъемочных работ [Стратиграфический кодекс. . ., 1977, статья V.6]. Это означает, что правильно выделенная при среднемасштабной съемке свита должна использоваться в данном районе и при крупномасштабной съемке. Однако если мощность такой валидной свиты превышает требования детальности крупномасштабной стратиграфической основы, то свиту следует делить на подсвиты, а возможно, и на картируемые пачки. Таким образом, в крупномасштабной стратиграфической основе сохраняется в принципе каркас среднемасштабной основы (если она подтверждается), который «заполняется» более дробными местными стратиграфическими и литостратиграфическими (иногда местными биостратиграфическими) подразделениями.

Особенно важно при изучении опорного и типовых разрезов выявить корреляционные стратиграфические признаки и выделить маркирующие горизонты, которые можно проследить на всей картируемой площади или на значительной ее части. Основными методами выделения маркирующих горизонтов являются литологический и палеонтологический, поскольку они позволяют уже в полевых условиях выполнить эту задачу. Необходимо обращать внимание также на горизонты, прослеживаемые на аэрофотоснимках. Надежность маркирующих горизонтов, выделенных при изучении опорного и типовых разрезов, должна проверяться последующими геологосъемочными работами.

Местная стратиграфическая схема для всей территории серии листов совершенствуется в ходе геологосъемочных работ. Она призвана, с одной стороны, скоррелировать все выделенные местные стратиграфические подразделения, показать их разнообразие и закономерности изменений их признаков по площади, а с другой — обеспечить увязку со стратиграфическими схемами смежных серий листов, с региональной схемой и с общей стратиграфической шкалой.

В связи с тем что крупномасштабную геологическую съемку проводят также с целью поиска и прогноза полезных ископаемых, при подготовке стратиграфической основы необходимо специально изучить проявления полезных ископаемых или их признаки по всему разрезу. Особо учитываются и изучаются те местные стратиграфические подразделения, включая маркирующие горизонты, которые содержат полезные ископаемые или маркируют, ограничивают, продуктивные толщи. Стратиграфические критерии поисков определенного вида полезного ископаемого желательнее выявлять при подготовке стратиграфической основы, с тем чтобы они могли быть эффективно использованы в период съемки, хотя при этом и будут уточняться.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ, СХЕМЫ И ШКАЛЫ. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОДЕКС СССР

### 3.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И ИХ КАТЕГОРИИ. СТРАТОТИПЫ

Объектом стратиграфии является стратиграфическое подразделение (или стратон), представляющее собой совокупность горных пород, составляющих определенное единство и обособленных по признакам, позволяющим установить последовательность их формирования и положение в стратиграфическом разрезе. В этом определении обычно явно или неявно учитывается дополнительно пластообразность формы данного геологического тела.

Характер стратиграфического подразделения зависит от ведущего метода или критерия, на основе которого оно было выделено. Однако только такое геологическое тело может называться стратоном, которое отвечает указанным выше требованиям. Геологическое тело, выделенное только по одному какому-либо признаку, например исключительно по вещественному составу, физическим свойствам, цвету пород, наличию остатков организмов (просто как элементов породы) и т. д., может совпадать или не совпадать с объемом собственно стратиграфического подразделения.

Все стратиграфические подразделения, являющиеся в принципе пластообразными телами, отделяются от смежных по разрезу стратонов стратиграфическими границами — поверхностями, ограничивающими данное стратиграфическое подразделение в полном его объеме по подошве (нижняя граница) и кровле (верхняя граница). Таким образом, стратиграфические границы разделяют разновозрастные стратоны, т. е. расположенные один над другим в нормальном разрезе. Стратиграфические подразделения непланетарного распространения (региональные и местные) имеют также латеральные границы или границы распространения. В ненарушенном залегании латеральные границы совпадают с выклиниванием толщи и представляют собой сложные поверхности, разграничивающие различные по составу фации. Следовательно, латеральные границы разделяют таксоны, в целом занимающие одинаковый или близкий интервал стратиграфического разреза. На существование двух видов границ свиты — стратиграфических и фациальных — впервые указал А. Н. Криштофович в 1945 г.

Установление и наименование валидных стратиграфических подразделений производят по определенным правилам, изложенным в «Стратиграфическом кодексе СССР» [1977]. Одним из решающих требований при этом являются выбор и изучение стратотипа как эталона, обеспечивающего стабильность единообразного понимания объема и общей (возможно, и неполной) характеристики стратона. В основе понятия стратотипа лежит биологическая типизация с ее терминологией, однако с учетом специфики геологического материала. Подробно этот вопрос впервые разработан в 1963 г. Л. С. Либровичем и Н. К. Овечкиным.

Различаются две категории стратотипов: стратиграфических подразделений и стратиграфических границ. Стратотипом стратиграфического подразделения (стратотипическим разрезом) называется конкретный разрез этого подразделения, указанный и описанный в качестве эталонного, стратотипом стратиграфической границы (имеются предложения называть его лимитотипом) — разрез, выбранный в качестве эталонного, в котором однозначно фиксируется положение стратиграфической границы между двумя смежными подразделениями. Стратотип границы рекомендуется выбирать и использовать прежде всего для уточнения границ между единицами общей стратиграфической шкалы. Район, в котором находятся стратотип и разрезы, дополняющие его характеристику, называется стратотипической местностью (страторегионом).

Различаются следующие разновидности стратотипов подразделений и стратиграфических границ:

голостратотип (первичный стратотип) — устанавливается автором стратиграфического подразделения одновременно с установлением самого подразделения;

лектостратотип (избранный стратотип) — выбирается в стратотипической местности из разрезов, описанных автором подразделения, в тех случаях, когда первичный стратотип не был им указан;

неостратотип (новый стратотип) — выбирается в стратотипической местности в тех случаях, когда первичный стратотип стал недоступным для сравнения и дальнейшего изучения (например, вследствие уничтожения обнажений, затоплений, строительства сооружений и т. п.).

Кроме перечисленных основных разновидностей употребляются также гипо- и парастратотип, которые не заменяют голостратотип (лекто-, неостратотип), а лишь дают дополнительный материал для характеристики стратона. Они могут устанавливаться и за пределами стратотипической местности. Гипостратотип (вторичный, дополнительный стратотип) выбирается в том случае, когда при последующих исследованиях обнаружен более полный, без перерывов, содержащий больше характерных для данного подразделения признаков разрез, который по

объему и составу соответствует первичному стратотипу. В процессе дальнейших работ значение гипостратотипа может приобрести другой, более полный и лучше охарактеризованный, разрез. Парастратотипами называются все разрезы стратиграфического подразделения (кроме голостратотипа), описанные при его установлении автором.

Стратотипами могут служить естественные и искусственные обнажения, а также разрезы, вскрытые скважинами (последние при условии, что керн этих скважин сохраняется и доступен для изучения).

Стратотипы обязательны для свиты, горизонта и лоны, яруса, зоны и звена. Более крупные по рангу единицы могут иметь самостоятельные стратотипы, однако чаще они представлены суммой стратотипов входящих в их состав более дробных подразделений, перечисленных выше. Каждое стратиграфическое подразделение может иметь только один стратотип — голо-, лекто- или неостратотип. Практика убедительно показала, что наличие и доступность стратотипического разреза всегда облегчают и упрощают решение любых сложных стратиграфических вопросов. В то же время при неполноте стратотипа появляется необходимость выбора гипостратотипа или стратотипа стратиграфической границы (лимитотипа).

В Советском Союзе более 20 лет применяются три группы (категории) основных стратиграфических подразделений: общие, региональные и местные. Эти группы единиц обусловлены основными задачами стратиграфии, которые одновременно являются и стадиями стратиграфических исследований. Последние базируются на основных принципах стратиграфии (см. гл. 1).

В результате выполнения первой задачи — расчленения разрезов — устанавливаются местные стратиграфические подразделения. Выполнение второй задачи — корреляции стратона — обеспечивает выделение региональных стратиграфических подразделений и выработку региональных стратиграфических схем. Наконец, интеграция региональных данных или сравнение региональных стратиграфических схем со схемами, составленными для типовых районов общих стратиграфических подразделений, приводит к усовершенствованию общей стратиграфической шкалы, т. е. к выполнению третьей задачи стратиграфии.

Названные три категории могут быть выделены и по географическому критерию или, точнее, по распространенности соответствующих стратона в земной коре [Жамойда А. И., 1979]. Однако дело не только в площади распространения. Географический критерий служит одновременно критерием значимости данного стратона в структуре земной коры, его сущность вытекает из сущности самой геологии — науки о строении и развитии земной коры как планетарного образования и в то же время географического понятия. Земная кора

подразделяется на континентальные и океанические блоки, части тех и других, но и континенты и океаны, их части одновременно являются географическими категориями. Три категории стратонов также отражают различную степень общности характеризующих их признаков, степень обобщенности признаков, на основе которых устанавливаются соответствующие подразделения.

Помимо основных стратиграфических подразделений комплексного обоснования «Стратиграфическим кодексом СССР» предусматривается выделение подразделений частного обоснования: зональных биостратиграфических подразделений разного вида и вспомогательных лито- и биостратиграфических.

Биостратиграфические подразделения частного обоснования по распространенности могут быть местными и провинциальными. Первые отвечают палеобиогеографическим районам, вторые — провинциям и областям. Таким образом, биостратиграфические подразделения (по «Стратиграфическому кодексу СССР») имеют структуру, близкую к основным единицам, и в какой-то мере перекликаются с последними.

Вспомогательные стратиграфические подразделения играют в стратиграфической классификации такую же роль, как и открытая номенклатура в биологии. В принципе они могут быть выделены по любому единичному признаку, но наиболее употребительны в практике лито- и биостратиграфические подразделения. К первым относятся толщи, пачки, пласты (слои), маркирующие горизонты, ко вторым — слои с фауной (флорой). Морфологическими модификациями пласта являются линза, клин, лавовый поток (покров), залежь, пластовые рифы (биостромы), биогермы и т. д. Вспомогательные стратиграфические подразделения обозначаются терминами свободного пользования и не охраняются правом приоритета. В стратиграфии они несут служебные функции.

### 3.1.1. МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Прежними положениями МСК распространение местных стратонов, как правило, ограничивалось структурно-фациальной зоной. На практике оно охватывает площади от части структурно-фациальной зоны до части геологического региона. Попытки стандартизировать это понятие пока не увенчались успехом, и на корреляционных схемах даже в пределах одного региона приходится выделять «местности» разных протяженности и историко-структурного значения. По-видимому, наиболее удачным путем унификации рассматриваемого понятия является районирование региона на основе оконтуривания палеобасейнов седиментации и их частей. Такой подход был осуществлен Вторым дальневосточным стратиграфическим совещанием (1971 г.). Таким образом, местность, составляющая

какую-то часть геологического региона, всегда должна быть меньше последнего по площади.

Основной таксономической единицей местных стратиграфических подразделений является свита, которая может разделяться на подсвиты и дробные вспомогательные единицы — пачки и слои. Свиты объединяются в серии, а последние в комплексы.

Многолетняя дискуссия о статусе местных стратонов, и прежде всего сама практика их выделения и использования, решительно отвергла квалификацию их как временных и вспомогательных. Важнейшее положение «Кодекса» — это признание местных стратиграфических подразделений одной из основных категорий наравне с региональными и общими стратонами. 20-летняя работа МСК показала, что детализация геологических исследований приводит к уточнению возраста, положения границ, состава свиты, однако далеко не всегда удается точно скоррелировать ее с полным объемом какого-либо таксона общей шкалы ни по палеонтологическим, ни по другим данным. И если указывается, что свита имеет, например, ладинский возраст, то почти никогда нельзя поручиться, что ее стратиграфический объем охватывает целиком ладинский ярус.

Есть и более веская причина считать местные единицы самостоятельными. Именно эти стратоны и составленная ими местная стратиграфическая схема отражают специфику геологического развития данного участка земной коры, отличие его от смежных участков и возможность аналогии с удаленными. Структурное, металлогенетическое, палеогеографическое и другое районирование территории базируется, как правило, именно на местных стратиграфических схемах. Стабильность валидного местного стратона значительно упрощает номенклатурные процедуры в случае переопределения его возраста, поскольку данное геологическое тело остается самим собой независимо от определяемого возраста. Естественно, сохраняется и его название.

Содержание этапа геологического развития района, которое должно быть отражено в местном стратоне, не ограничивается фиксацией вещественного состава пород, а определяется целым рядом составляющих: принадлежностью к некому циклу осадконакопления, проявлениями жизнедеятельности организмов, тектонических движений и вулканизма, характером и степенью метаморфизма, климатическими или фациальными особенностями и т. д. Поэтому при обосновании местных стратонов должны использоваться и практически используются (в СССР и за рубежом) все доступные методы стратиграфических исследований, среди которых решающая роль принадлежит литолого-фациальному методу, в данном случае ведущему.

Таким образом, местные стратоны имеют комплексное обоснование. Это означает, что при преимущественном учете

фациально-литологических или петрографических особенностей (ведущих признаков) учитываются в различной мере и другие признаки, прежде всего палеонтологические, структурные, определения абсолютного возраста, географическое распространение. Комплексность характеристики свиты широко используется при непосредственном прослеживании соответствующих отложений и тем более при корреляции между разобщенными участками, в особенности когда в разрезе имеется несколько близких по составу свит.

«Для данной территории местные стратиграфические подразделения отражают закономерную смену во времени преобладающих типов горных пород (или их сочетаний) и содержащихся в них ассоциаций ископаемых остатков организмов» [Стратиграфический кодекс. . ., 1977, с. 26]. Палеонтологическая характеристика используется не только для определения геологического возраста и сопоставления с другими местными подразделениями, но и для восстановления фациальной обстановки осадконакопления, а также обеспечивает такую ответственную и важную операцию расчленения разреза, как выявление перерывов. В монотонном по вещественному составу разрезе свиты могут быть выделены и по смене комплексов фауны или флоры. В этом случае остатки организмов как бы подсказывают возможность дальнейшего расчленения отложений по другим (литологическим или петрографическим) признакам.

Стратиграфический объем свиты должен быть на всей площади ее распространения приблизительно одинаковым, хотя возраст каждой стратиграфической границы (нижней и верхней) на разных участках может несколько отличаться. «Кодексом» предусматривается допустимый диапазон так называемого возрастного скольжения границ свиты с учетом ранга общего подразделения, к которому приравнивается данная свита по стратиграфическому объему. Например, если возраст свиты установлен с точностью до отдела, то допускается «возрастное скольжение» ее стратиграфических границ в пределах яруса [Стратиграфический кодекс. . ., 1977, статья V. 4].

Само выражение «скольжение границ по возрасту» порождено неразличимостью или трудной различимостью собственно стратиграфических и латеральных границ свиты. Вопрос о соотношении двух видов границ свиты сводится к проблеме соотношения собственно стратиграфических и литологических (фациальных или формационных) подразделений, который очень сложен и почти не разработан. Однако в принципе литологическое пластообразное тело отделяется от смежных по возрасту и по простирацию литологических тел однотипными границами — границами, отражающими изменение условий осадконакопления в каждом данном участке. Возрастное скольжение фациальных границ объясняется изменением условий осадконакопления в различных участках бассейна в течение какого-то

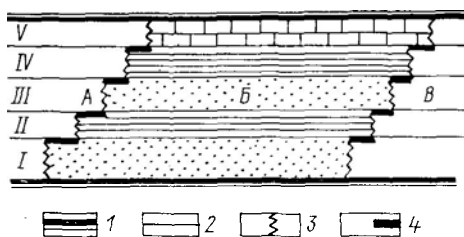


Рис. 3.1. Схема соотношения (в разрезе) стратиграфических и латеральных границ свит (A, B, B) и их отдельных пачек (I—V).

1, 2 — стратиграфические границы: 1 — свит, 2 — пачек; 3 — латеральные границы пачек или фациальные составляющие латеральных границ свиты; 4 — изоморфные составляющие латеральных границ свиты.

интервала времени. Латеральные границы стратона имеют фациальную природу и однотипны границам литологического тела.

В то же время стратиграфические границы стратона по своему существу должны быть относительно изохронны, хотя они часто совпадают с литологическими границами. Местами свита может быть представлена не полностью. Если иметь в виду пограничные ее части, то разновозрастность подошвы или кровли нередко связана с разновременностью начала осадконакопления после перерыва или с неравномерностью последующей эрозии отложений в различных участках распространения свиты.

Механизм формирования свиты или другого местного стратона можно представить как образование пластообразного тела со ступенчатыми латеральными границами, каждая «ступенька» которых содержит элемент первично-горизонтальной стратиграфической границы и элемент фациальной границы какой-то части стратона (рис. 3.1). «Примеры возрастного скольжения относятся не к слою, а к группе слоев, ошибочно объединенных в один класс (свиту или пачку) на том основании, что они якобы составляют непрерывное «тело» [Красилов В. А., 1977, с. 188]. Таким образом, в сущности, мы имеем дело со «скольжением» латеральных границ отдельных слоев стратона на площади. Не случайно К. Данбар и Дж. Роджерс [1962] называют подобные ситуации «скользящими фациями». За «скользящую границу» всего стратона принимают некую равнодействующую между элементами границ двух типов. И это не случайно, так как для вычленения стратиграфических границ от латеральных необходимы детальнейшие исследования.

При расчленении свиты на более дробные единицы уменьшается и «возрастное скольжение» этой равнодействующей. При уменьшении территории работ степень диахронности границ свиты или другого местного стратона будет уменьшаться и для небольших (по сравнению с площадью распространения подразделения) районов ею можно будет пренебречь. Если же требуемая детальность работ не позволяет этого, то можно воспользоваться предложением ряда геологов о расширении значения индекса при обозначении свит или их границ (см. раздел 4.2).

В «Кодексе» реализовано предложение А. Н. Криштофовича о необходимости учета полного объема свиты при опреде-



лении ее геологического возраста: «Стратиграфический объем свиты должен оцениваться по наиболее полному (единому или сводному) ее разрезу, т. е. определяться крайними моментами формирования пород, включаемых в состав свиты» [Стратиграфический кодекс. . ., 1977, с. 29]. Соотношения разновозрастных свит в конкретных разрезах показывают на геологических профилях и стратиграфических колонках.

Ряд советских геологов рассматривают местные стратиграфические подразделения как литостратиграфические и, следовательно, приравнивают их к формациям американского и других зарубежных кодексов. Это сужает понятие свиты. В данном случае можно говорить лишь о литостратиграфическом методе как о литологическом (или фашиально-литологическом) применительно к задачам стратиграфии. Аналогично можно трактовать и другие методы: тектоностратиграфический, циклостратиграфический, климатостратиграфический и др. Их комплексное применение обогащает стратиграфию в целом. Исходя из изложенного неправомерно, в частности, деление единой науки — стратиграфии — на лито-, био-, ритмо-, климато- и другие «стратиграфии» [Жамойда А. И., Меннер В. В., 1974]. Анализ обширного материала показывает, что, скорее, современная формация — картировочная единица американских геологов — чаще всего является свитой в понимании «Стратиграфического кодекса СССР», чем наоборот [Данбар К., Роджерс Дж., 1962; Меннер В. В., 1962; Соколов Б. С., 1971].

Среди биостратиграфических подразделений в качестве местных единиц выступают местные зоны, отвечающие палеобиогеографическим районам или другим частям провинций, и вспомогательные единицы — слои с фауной (флорой).

Соотношение между местными подразделениями изображается с помощью стратиграфической колонки, местной стратиграфической схемы или особой колонкой в корреляционной части региональной стратиграфической схемы. При необходимости могут быть приведены две такие колонки и более, так же как число стратиграфических колонок, сопровождающих геологические карты и монографии.

### 3.1.2. РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Географическое распространение основного регионального стратона — горизонта — ограничивается геологическим регионом, бассейном осадконакопления, палеобиогеографической областью. Таким образом, геологический регион в «Кодексе» трактуется как синтетическое понятие, заключающее в себе как бассейн осадконакопления, так и органический мир, его населяющий, а также в какой-то степени историю соответствующего участка земной коры, по крайней мере до первого коренного изменения тектонического режима и структуры.

Как известно, Н. А. Головкинский в 1869 г. ввел понятие геологического горизонта как некоторого уровня (направления, в его терминологии), соединяющего аналогичные признаки какой-либо толщи пород. Автор различал стратиграфический, петрографический, палеонтологический и хронологический горизонты, причем последний, по его мнению, по существу, параллелен поверхности дна бассейна. Горизонт как стратиграфическое подразделение, объединяющее по простираанию разнофациальные толщи, отвечающие определенному этапу геологического развития региона (включая развитие органического мира и осадконакопление), в 1918 г. применил Н. И. Андрусов. В «Стратиграфическом кодексе СССР» взят за основу горизонт в понимании Н. И. Андрусова.

Горизонт, являясь подразделением комплексного обоснования, на практике может иметь различные ведущие признаки. В одних случаях он непосредственно отражает этапы собственно геологического развития региона; при этом смежные по разрезу горизонты обычно (иногда резко) отличаются по литологическому составу, т. е. знаменуют изменение условий осадконакопления и соответствующие изменения состава толщ. Палеонтологическая характеристика здесь служит дополнением к литологической и несет корреляционную службу. Для фанерозоя горизонт чаще устанавливается на биостратиграфической основе, иногда представляет собой некоторую сумму провинциальных зон.

Горизонт — это совокупность разновозрастных свит, их частей (по разрезу) или вспомогательных стратонтов, распространение которых ограничено рамками геологического региона, бассейна осадконакопления, палеобиогеографической области. Соотношение горизонтов со свитами — типичный пример соотношения общего и частного. В первую очередь для региональных подразделений «Кодексом» введен термин «пространственный состав».

Латеральные границы горизонтов, очевидно, должны совпадать с контурами древних бассейнов осадконакопления, осложненных последующими движениями земной коры. Частным вариантом латеральных границ горизонта будет переходная зона от морских к континентальным образованиям.

Определение изохронности стратиграфических границ горизонтов — вопрос сложный. Можно только предполагать, что горизонты, выделенные на биостратиграфической основе, будут иметь более изохронные стратиграфические границы, чем горизонты, отражающие только этапы седиментации в палеобассейне. Однако изменения в составе фаун, например в морском бассейне, столь зависимы от изменений условий осадконакопления, что отрывать эти признаки друг от друга нельзя. И скорее, последний фактор является определяющим. Кроме того, в более или менее замкнутом бассейне существенные изменения в ходе

Система	Отдел	Ярус	Зона	Горизонт	Лона	Серия	Свита	Биостратиграфические зоны		
	Верхний	В	Вв	IV	IV <sub>3</sub>	3	8	М'	ц''	
					IV <sub>2</sub>		7	Л'		
			IV <sub>1</sub>		6		К'			
		Вб	III		2	5	5	Ц'	е''	
		Ва					III <sub>4</sub>	3'		
		Б					III <sub>3</sub>	4		Жс'
	А		III <sub>2</sub>	3	3	Е'				
		III <sub>1</sub>	2		Д'					
	Нижний	А	II	1	I <sub>2</sub>	1	2	2		Г'
								I <sub>1</sub>	1	В''
		А	I	I	I	I	1	1	1	Б''
									Б'	б''
а'									б''	
а''									а''	

Рис. 3.2. Схема соотношений общих (система, отдел, ярус, зона), региональных (горизонт, лона), местных (серия, свита) и зональных (биостратиграфические зоны) стратиграфических подразделений.

седиментогенеза, вероятно, происходили в масштабе геологического времени одновременно.

В прежних положениях МСК горизонт мог подразделяться по разрезу на слои с географическими названиями. Они в какой-то мере дублировали дополнительную единицу — подгоризонт — и поэтому не были включены в «Кодекс». Горизонт может подразделяться на подгоризонты (части горизонта) и на биостратиграфические единицы — провинциальные зоны (лоны).

Провинциальная зона (лона) отличается от местной не только ареалом, обычно соответствующим палеобиогеографической провинции или области, но и должна отвечать двум существенным требованиям. Во-первых, по своему рангу она подчинена горизонту (рис. 3.2). Следовательно, горизонт может содержать по разрезу не менее двух лон. Если «лона» равна по объему горизонту, то это просто палеонтологическая характеристика горизонта. Очевидно, что подгоризонты могут выделяться при отсутствии лон или при необходимости их группировки. Второе требование к лоне — процедурное. Как региональное подразделение лона должна быть принята межведомственным региональным стратиграфическим совещанием и утверждена пленумом МСК. До принятия «Стратиграфического кодекса СССР» выделялись только местные зоны, объединявшие как местные, так и провинциальные зоны в современном понятии.

Соотношение региональных стратонтов с общим также отвечает отношению частного и общего, хотя не столь явно, как в паре местные — региональные. Региональные подразделения обеспечивают генерализацию стратиграфического расчленения в пределах региона и корреляцию со смежными регионами. Горизонты и лоны, отражая особенности стратификации конкретных участков литосферы и биосферы в определенном интер-

вале геологического времени, в то же время являются географическими (палеогеографическими) слагаемыми соответствующего отрезка общей стратиграфической шкалы. Особое значение приобретают региональные подразделения при выполнении одной из важнейших задач современной геологии — комплексного изучения древних осадочных бассейнов как целостных систем.

Использование региональной категории создало возможности более достоверной корреляции местных стратиграфических схем с общей шкалой и более правильного, естественного, геологического районирования территории СССР, имеющего важное значение для прогнозно-металлогенических исследований и геологосъемочных работ. Региональные стратиграфические схемы (прил. 4 «Кодекса») стали элементами общесоюзных схем в обобщающих работах. Возможно, что в ряде случаев на мелко-масштабных и обзорных картах следует выделять наряду с единицами общей стратиграфической шкалы также и горизонты.

### 3.1.3. ОБЩИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Общие стратиграфические подразделения обладают потенциальной пространственной и временной непрерывностью [Мейен С. В., 1974]. В принципе они могут быть встречены на всех континентах.

Как региональные стратонаы вмещают в себя местные или их части, так и общие единицы интегрируют как те, так и другие полностью или частично, т. е. являются, по существу, общими категориями для более частных — региональных и местных. «Пространственный состав общего стратиграфического подразделения определяется совокупностью региональных и местных подразделений или их частей, включаемых в стратиграфический объем этого подразделения» [Стратиграфический кодекс. . ., 1977, с. 20].

Переход от местных и региональных подразделений к единицам общей шкалы является процессом абстрагирования, как и всякое движение от частного к общему. Однако нельзя согласиться с исследователями, которые считают, что общая шкала есть некая абстрактная категория, лишь отвлеченное понятие — идеал, а ее подразделения неконкретны и даже нематериальны.

Изложенное выше понимание сущности общих стратонов представляется более правильным. Б. С. Соколов [1971, с. 160] достаточно убедительно показал неправомочность противопоставления общей и региональных систем стратонов. Признавая абстрагирование общих подразделений, он пишет: «Специфика общей шкалы заключается только в том, что она отражает непрерывность стратиграфической последовательности (как следствие

чисто регионального синтеза) и в силу этого принята за международный хроностратиграфический стандарт или эталон».

Таксономическая шкала общих стратиграфических подразделений является наиболее устоявшимся инструментом стратиграфических исследований. В отношении крупных таксонов общей шкалы «Кодекс» рекомендует заменять слишком многозначное слово «группа» уже широко употребляемым термином «эратема». Введен также употребляемый в практике термин «зонотема» как подразделение, объединяющее несколько эратем. Фанерозойская зонотема охватывает палеозой, мезозой и кайнозой, хотя еще нет единого мнения об отнесении к фанерозою венда и антропогена. Представляется, что зонотема является вполне подходящей крупной единицей при расчленении докембрия, хотя и не крупнейшей, не самой высокой по рангу.

При среднемасштабной съемке картируемые местные стратиграфические подразделения (чаще свиты) коррелировались, как правило, со средними единицами общей шкалы — отделами и ярусами. При крупномасштабной съемке важное значение приобретают более дробные (низшие по рангу) единицы — подъярусы и зоны, корреляция с которыми вместе с выделением литостратиграфических подразделений обеспечивает создание детальной стратиграфической основы, а также уточнение взаимоотношений между странами, смежными по разрезу и по простиранию (между фациями). Использование наименований стратонов общей шкалы в качестве местных подразделений допустимо только в пределах стратотипической местности, где сами общие единицы выступают в качестве местных или региональных подразделений. Это правило должно соблюдаться при выделении всех подразделений общей шкалы.

Низшим таксоном общих стратиграфических подразделений является звено (геохронологический эквивалент — пора), которое должно иметь климатостратиграфическое (литолого-экологическое) обоснование, сопровождаемое по возможности магнито-стратиграфической характеристикой.

Звено объединяет комплексы горных пород, сформировавшиеся во время одного цикла климатических изменений, который складывается из двух полуциклов теплового режима: потепления (межледниковье, арид) и похолодания (ледниковье, плювиал). Поскольку в настоящее время указанная единица употребляется только в стратиграфии четвертичной (антропогеновой) системы, то пока предложено именовать четыре выделенных звена следующим образом: нижнечетвертичное, среднечетвертичное, верхнечетвертичное, современное. В прежнем понимании это нижнечетвертичные, среднечетвертичные и т. д. отложения. Эти подразделения прослежены практически на всей территории СССР.

Совокупность общих стратиграфических подразделений (в их полных объемах), расположенных в порядке их стратиграфической последовательности и таксономической подчиненности,

Таблица 3.1

ШКАЛА ОБЩИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ФАНЕРОЗОЯ,  
ИСПОЛЬЗУЕМЫХ В СССР \*

Эонотема	Эратема	Система	Отдел	Ярус		
Фанерозой- ская	Кайнозой- ская KZ	Четвертич- ная Q				
		Неогено- вая N	Плиоцен N <sub>2</sub>	Апшеронский N <sub>2</sub> ар Акчагыльский N <sub>2</sub> ак Киммерийский N <sub>2</sub> к Понтический N <sub>2</sub> р		
				Миоцен N <sub>1</sub>	Мэотический N <sub>1</sub> м Сарматский N <sub>1</sub> сг Конкский N <sub>1</sub> кп Караганский N <sub>1</sub> кг Чокракский N <sub>1</sub> тс̄ Тарханский N <sub>1</sub> t Коцахурский N <sub>1</sub> kz Сакараульский N <sub>1</sub> s Кавказский N <sub>1</sub> k	
					Палеогено- вая P	Олигоцен P <sub>3</sub>
		Эоцен P <sub>2</sub>	Альцинский P <sub>2</sub> a Бодракский P <sub>2</sub> bd Симферопольский P <sub>2</sub> s Бахчисарайский P <sub>2</sub> b			
			Палеоцен P <sub>1</sub>			
		Мезозой- ская MZ	Меловая K		Верхний K <sub>2</sub>	Маастрихтский K <sub>2</sub> m Кампанский K <sub>2</sub> km Сантонский K <sub>2</sub> st Коньякский K <sub>2</sub> k Туронский K <sub>2</sub> t Сеноманский K <sub>2</sub> s
						Нижний K <sub>1</sub>

Продолжение табл. 3.1

Эонотема	Эратема	Система	Отдел	Ярус
Фанерозой- ская	Мезозой- ская МZ	Меловая К	Нижний K <sub>1</sub>	Барремский K <sub>1</sub> br
				Готеривский K <sub>1</sub> g
				Валанжинский K <sub>1</sub> v
				Берриасский K <sub>1</sub> b
		Юрская J	Верхний J <sub>3</sub>	Титонский J <sub>3</sub> tt
				(волжский J <sub>3</sub> v)
				Кимериджский J <sub>3</sub> km
			Средний J <sub>2</sub>	Батский J <sub>2</sub> bt
				Байосский J <sub>2</sub> b
				Ааленский J <sub>2</sub> a
Нижний J <sub>1</sub>	Тоарский J <sub>1</sub> t			
	Плинсбахский J <sub>1</sub> p			
	Синемюрский J <sub>1</sub> s			
Триасовая T	Верхний T <sub>3</sub>	Норийский T <sub>3</sub> n		
		Карнийский T <sub>3</sub> k		
		Средний T <sub>2</sub>		
Ладинский T <sub>2</sub> l				
	Анизийский T <sub>2</sub> a			
	Нижний T <sub>1</sub>	Оленёкский T <sub>1</sub> o		
Индский T <sub>1</sub> i				
Пале- озойс- кая PZ	Верх- ний палео- зой PZ <sub>2</sub>	Пермская P	Верхний P <sub>2</sub>	Татарский P <sub>2</sub> t
				Казанский P <sub>2</sub> kz
		Уфимский P <sub>2</sub> u		
Нижний P <sub>1</sub>	Кунгурский P <sub>1</sub> k			
	Артинский P <sub>1</sub> ar			
Сакмарский P <sub>1</sub> s				
Ассельский P <sub>1</sub> a				
Каменно- угольная C	Верхний C <sub>3</sub>	Гжельский C <sub>3</sub> g		
		Касимовский C <sub>3</sub> k		

Продолжение табл. 3.1

Эонотема	Эратема	Система	Отдел	Ярус		
Фанерозой- ская	Пале- озой- ская PZ	Верх- ний пале- озой PZ <sub>2</sub>	Каменно- угольная С	Средний С <sub>2</sub>	Московский С <sub>2m</sub> Башкирский С <sub>2b</sub>	
				Нижний С <sub>1</sub>	Серпуховский С <sub>1s</sub> Визейский С <sub>1v</sub> Турнейский С <sub>1t</sub>	
		Девонская D			Верхний D <sub>3</sub>	Фаменский D <sub>3fm</sub> Франский D <sub>3f</sub>
					Средний D <sub>2</sub>	Живетский D <sub>2zv</sub> Эйфельский D <sub>2ef</sub>
					Нижний D <sub>1</sub>	Эмский D <sub>1e</sub> Зигенский D <sub>1zg</sub> Жединский D <sub>1z̃</sub>
		Ниж- ний пале- озой PZ <sub>1</sub>	Силурий- ская S	Верхний S <sub>2</sub>	Пржидольский S <sub>2p</sub> Лудловский S <sub>2ld</sub>	
				Нижний S <sub>1</sub>	Венлокский S <sub>1w</sub> Лландоверийский S <sub>1l</sub>	
		Ордовик- ская O			Верхний O <sub>3</sub>	(ашгиллский O <sub>3aš</sub> )
					Средний O <sub>2</sub>	Карадокский O <sub>2k</sub> Лландейлский O <sub>2ld</sub> Лланвирнский O <sub>2l</sub>
					Нижний O <sub>1</sub>	Аренгский O <sub>1a</sub> Тремадокский O <sub>1t</sub>
		Кембрий- ская €			Верхний € <sub>3</sub>	Аксайский € <sub>3ak</sub> Сакский € <sub>3s</sub> Аюсокканский € <sub>3as</sub>
					Средний € <sub>2</sub>	Майский € <sub>2m</sub> Амгинский € <sub>2am</sub>



Продолжение табл. 3.1

Эпохема	Эратема	Система	Отдел	Ярус		
Фанерозой- ская	Пале- озой- ская PZ	Ниж- ний палео- зой PZ <sub>1</sub>	Кембрий- ская €	Нижний € <sub>1</sub>	Ленский надъярус € <sub>1</sub> <sup>a</sup>	Тойонский € <sub>1</sub> <sup>tn</sup> Ботомский € <sub>1</sub> <sup>b</sup>
					Алданский надъярус € <sub>1</sub> <sup>a</sup>	Атдабан- ский € <sub>1</sub> <sup>at</sup> Томмот- ский € <sub>1</sub> <sup>t</sup>

\* Шкала составлена по материалам, опубликованным в «Постановлениях Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий» (1958—1982 гг.). Подразделения палеогеновой и неогеновой систем (кроме датского яруса), вошедшие в схему, являются региональными (регионарусами), используемыми на территории юга СССР. Для верхней (надсакмарской) части нижней перми в схеме приведены региональные ярусы бореальной области. В области Тетиса в нижней перми над сакмарским ярусом выделяются ярусы яхташский ( $P_{1ja}$ ), болгарский ( $P_{1b}$ ); в верхней перми — кубергандинский ( $P_{2kb}$ ), мургабский ( $P_{2md}$ ), джюльфинский ( $P_{2d}$ ), дорашамский ( $P_{2dr}$ ).

образует общую стратиграфическую шкалу (табл. 3.1). Последовательный ряд геохронологических эквивалентов общих стратиграфических подразделений в их таксономической подчиненности составляет геохронологическую шкалу.

### 3.2. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ

Стратиграфической схемой называется таблица, в которую сведены и скоррелированы местные и региональные стратиграфические подразделения, составляющие полный или частичный разрез некоторого участка земной коры.

В качестве основы для создания легенды крупномасштабной геологической карты используются местные стратиграфические схемы, если они отвечают требованию детальности. Правила составления местных схем изложены в прил. 4 «Кодекса» (§ 2, статьи 13—18, таблица). Сводный разрез, полученный в результате корреляции частных разрезов (в том числе типовых и опорного для района геологической съемки), на практике является основой для составления легенды осадочных и вулканогенных образований при геологической съемке.

Местная стратиграфическая последовательность отложений может быть изображена в виде стратиграфической колонки, а в районах с сильной фацциальной изменчивостью толщ — с по-

мощью геологического профиля, раскрывающего характер взаимоотношений толщ различного состава как по разрезу, так и по простиранию.

### 3.3. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОДЕКС СССР

Основы отечественного стратиграфического кодекса были заложены в 1954 г., когда стратиграфическая комиссия ВСЕГЕИ под руководством Л. С. Либровича подготовила и опубликовала брошюру «Стратиграфические и геохронологические подразделения. Их принципы, содержание, терминология и правила применения». Эта брошюра и последующие издания МСК содержали необходимые основные сведения, формулировки и правила, которые обычно и составляют стратиграфический кодекс.

В 1976 г. был утвержден МСК, а в следующем году опубликован «Стратиграфический кодекс СССР». «Кодекс» составлен с учетом новых задач, стоящих перед геологической службой страны, и мирового опыта в области стратиграфии, содержит ряд новых положений и определений, существенно отличающихся от ранее принятых.

Стратиграфический кодекс — это свод основных правил, определяющих содержание и применение понятий, терминов и наименований, используемых в стратиграфической классификации. Он относится к числу важнейших геологических документов, во многом определяющих направление стратиграфических исследований, обеспечивающих успешную деятельность МСК СССР, региональных стратиграфических совещаний, научно-редакционных советов и способствующих повышению качества государственной геологической съемки и других геологических работ. Назначение «Кодекса» сводится к обеспечению возможного единообразия в понимании и применении терминов и наименований в стратиграфических исследованиях. Однозначность основных стратиграфических терминов закрепляется определениями, принятыми в «Кодексе». Образование стратиграфических названий подчиняется правилам стратиграфической номенклатуры.

На стратиграфические подразделения, установление которых подчиняется правилам «Кодекса» (подразделения комплексного обоснования и зональные биостратиграфические подразделения), распространяется право приоритета, заключающееся в охране их наименований. «Кодекс» регламентирует процедуру установления стратиграфических подразделений и формулирует единые требования к их характеристике, определяет систему стратиграфической классификации, обеспечивая тем самым возможность систематизации устанавливаемых вновь и установленных ранее стратиграфических подразделений.

«Стратиграфический кодекс» не является методическим руководством к установлению стратиграфических подразделений и их применению в геологическом картировании. Однако

его положения должны быть использованы при составлении практических пособий по производству стратиграфических и геологосъемочных работ в районах различного геологического строения и различной геологической истории.

Правила «Кодекса» применяются ко всем стратиграфическим подразделениям, выделенным на территории СССР; выполнение его требований обязательно при проведении геологических работ всеми ведомствами. Советы (рекомендации) дополняют статьи или указывают возможные решения для случаев, не предусмотренных правилами. «Кодекс» также допускает исключения, главным образом в номенклатуре, которые должны специально рассматриваться в МСК или его комиссиях.

«Стратиграфический кодекс СССР» утвержден решением МСК, поэтому все изменения и дополнения, которые могут появиться, рассматриваются и утверждаются также МСК. Дополнения или изменения «Кодекса» могут быть представлены с соответствующей аргументацией любым лицом или коллективом в письменной форме в комиссии по системам и комиссию по стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуре (КСКТН), одной из постоянных задач которой является совершенствование «Стратиграфического кодекса СССР».

## МЕТОДЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ

Выделение картируемых стратиграфических подразделений — свит и под-свит, а также вспомогательных стратиграфических подразделений — толщ, пачек, пластов и маркирующих горизонтов местного значения — первостепенная задача при разработке стратиграфической основы крупномасштабного геологического картирования. Следующей задачей являются корреляция выделенных стратиграфических подразделений, определение их возраста и соотношений с подразделениями региональной схемы и общей шкалы.

Существуют различные методы расчленения и корреляции осадочных отложений: биостратиграфический, литологический, геохимический, фациальный, ритмостратиграфический, палеоклиматический, геофизический и др. К главным методам расчленения и корреляции при крупномасштабном геологическом картировании относятся литологический и биостратиграфический, остальные методы вспомогательные. Они имеют ограниченные области применения и используются в зависимости от конкретных особенностей состава и строения разреза картируемой территории и от задач, стоящих перед исследователями.

### 4.1. БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД

Биостратиграфический метод опирается на изучение ископаемых остатков организмов, т. е. на палеонтологию, и использует наряду с геологическими биологические закономерности. Основу метода составляют общая необратимость эволюции органического мира и быстрое расселение возникающих новых форм, которое происходит, как правило, за меньшие по сравнению с длительностью формирования стратиграфических подразделений отрезки времени и в геологическом смысле протекает практически одновременно.

Внедрение эволюционной палеонтологии еще в прошлом веке сделало геологию наукой исторической и привело к выделению в фанерозое всех стратиграфических подразделений общей категории — от эратем (групп) до ярусов, а в некоторых случаях и до зон.

Д. Л. Степанов в своей широко известной работе о биостратиграфическом методе пишет [1958, с. 16]: «В основе этого метода лежит принцип последовательной смены фаунистических и флорнистических комплексов или принцип «фаунистической (флорнистической) сукцессии», базирующейся на истори-

ческом развитии органического мира Земли. Одно из основных положений эволюционной теории — необратимость эволюции — обуславливает главное преимущество палеонтологического метода перед другими методами стратиграфии, которое заключается в неповторимости в историческом развитии организмов одинаковых форм животных и растений. Другое преимущество — широкое пространственное распространение многих форм и их комплексов, что допускает корреляцию на основе палеонтологического метода разрезов отделенных друг от друга областей».

Объектом биостратиграфических исследований являются ископаемые остатки организмов и толщи осадочных пород, в которые они заключены. Таким образом, наряду с исследованиями, состоящими из сборов, определения, детального изучения и описания ископаемых организмов, биостратиграфический метод включает в себя изучение распределения органических остатков в соответствующих отложениях, их последовательность в разрезах, закономерности сочетания в комплексах (ассоциациях) остатков организмов, латеральные изменения этих комплексов и их зависимость от характера осадков, т. е. от фациальных особенностей отложений. Последнее направление составляет предмет экостратиграфических или палеоэкологических (биофациальных) исследований, в которых для стратиграфических целей используются палеоэкологические закономерности, определяющие взаимосвязь организмов и среды. Основы этого интенсивно развивающегося в последнее время направления заложены в нашей стране работами Н. Н. Яковлева, Р. Ф. Геккера [1957], Б. П. Марковского [1966].

Большое значение при биостратиграфических исследованиях имеют особенности захоронения остатков организмов. Изучение таких особенностей составляет предмет специальной отрасли палеонтологии — тафономии, основателем которой является И. А. Ефремов [1950].

Биостратиграфическим методом осуществляются расчленение разрезов, т. е. выделение в них стратиграфических подразделений, корреляция этих подразделений и обоснование возраста. В конечном счете разрабатываются стратиграфические схемы, основу которых составляют как стратиграфические подразделения комплексного содержания, в которых палеонтологическое обоснование является определяющим или существенным, так и собственно биостратиграфические подразделения.

При крупномасштабном геологическом картировании биостратиграфический метод используется главным образом для обоснования геологического (относительного) возраста местных стратиграфических подразделений и для корреляции их с подразделениями региональной или общей стратиграфической шкал. Для расчленения отложений этот метод, как правило, используется в сочетании с литологическим методом.

#### 4.1.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ, ВЫДЕЛЯЕМЫЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО МЕТОДА

Начиная с верхнего докембрия, т. е. с осадков, в которых появляются остатки скелетных организмов, и для всего фанерозоя палеонтологические данные используются при обосновании стратиграфических подразделений всех групп: комплексного, частного обоснования и вспомогательных [Стратиграфический кодекс. . ., 1977]. Но роль биостратиграфического метода в обосновании стратиграфических подразделений различных групп, категорий и видов неодинакова. Наибольшее, часто решающее, значение в фанерозое он приобретает при выделении общих и региональных подразделений. Этим методом выделяются также стратиграфические подразделения частного обоснования (биостратиграфические зоны всех видов) и некоторые вспомогательные (слои с фауной и флорой).

В обосновании местных стратиграфических (комплексов, серий и свит), а также вспомогательных (литостратиграфических) подразделений биостратиграфический метод используется главным образом для определения возраста и корреляции с подразделениями региональной и общей категорий. Принципы выделения и обоснования стратиграфических подразделений общей категории даны в «Стратиграфическом кодексе СССР» [1974] и рассмотрены в гл. 3.

В процессе крупномасштабного геологического картирования с помощью крупных стратонев общей категории — систем, отделов и ярусов — на основе их биостратиграфического содержания осуществляется упорядочение местных картируемых стратиграфических подразделений по возрасту и по положению в общей шкале.

В практике стратиграфических исследований при крупномасштабном геологическом картировании наибольшее значение приобретают дробные подразделения общей категории, для которых их биостратиграфическое содержание является определяющим. Это зоны, а также региональные стратиграфические подразделения всех видов и в некоторых случаях все виды собственно биостратиграфических подразделений (частного обоснования и вспомогательные).

**Зона (хронозона).** Это наименьшая таксономическая единица общей стратиграфической шкалы, в основу выделения которой положен палеонтологический метод. Согласно «Стратиграфическому кодексу СССР» (статья III.7) зона отражает определенный этап развития фауны и «ее границы устанавливаются по стратиграфическому распространению зонального фаунистического комплекса, в состав которого должна входить группа видов, быстро эволюционирующих и имеющих широкое географическое распространение». Зоны общей шкалы по рангу подчинены ярусам и представляют собой его части (см. рис. 3.2). Со-

вокупность зон составляет полный объем яруса. Границы смежных зон, относящихся к разным ярусам, одновременно являются границами соответствующих ярусов.

В основу выделения зон общей шкалы, по существу, положены региональные зоны, или лоны (см. ниже), выделенные в стратотипической области и принятые в качестве эталона. В соответствии с этим зональные комплексы органических остатков, присущие стратотипам зон, даже если они пользуются очень широким географическим распространением, ограничены определенными палеобиогеографическими областями или палеоклиматическими поясами.

Характерные комплексы органических остатков некоторых зон, входящих в состав ярусов различных систем, главным образом силурийской, триасовой, юрской и меловой, прослежены на нескольких континентах Земли. Таким образом, слои, их содержащие, являются маркирующими горизонтами, сформировавшимися в одни и те же сравнительно короткие отрезки геологического времени. Общая палеонтологическая характеристика зон определяется не только зональным комплексом стратотипа, но и теми остатками организмов, которые встречаются в других областях, в различных толщах, стратиграфический объем которых определяется стратотипом зоны или стратотипами ее границ. Этим, по существу, определяется хроностратиграфическая сущность зоны, поскольку к ней относятся не только отложения, содержащие зональный комплекс или руководящий вид, но и все те отложения, которые образовались за время существования этого комплекса или руководящего вида.

В качестве наименований (индикаторов) зон обычно используются виды (реже роды) представителей древней фауны или флоры, как правило, существовавшие в короткие отрезки времени, но на обширных пространствах и обитавшие в различных обстановках. В практике стратиграфических исследований выявлению таких зональных (руководящих) видов или родов всегда придается большое значение, так как они позволяют коррелировать отложения, в которых встречаются, но корреляция по комплексам фауны или флоры более надежна (см. раздел 4.1.4).

Оптимальным вариантом является зональная шкала, построенная на основе эволюционного развития одной группы фауны. Примером может служить шкала граптолитовых зон ордовика и силура или зон по аммонитам юры Великобритании, из которых строится общая зональная схема отложений этого возраста.

Длительность формирования зон общей шкалы в среднем 1—2 млн. лет, с редкими отклонениями до 5—6 млн. лет (девон, ордовик). Это указывает на то, что рассматриваемые стратиграфические подразделения по времени формирования приблизительно равновелики почти во всех ярусах всех систем фанеро-

зою. Следовательно, расчленение толщ на зоны методами биостратиграфического анализа позволяет создать такую детальную стратиграфическую схему, которая приблизительно сопоставима по степени детальности (длительности формирования ее подразделений) для всех систем фанерозоя.

В практике крупномасштабного геологического картирования зоны общей шкалы могут выполнять роль корреляционных единиц, с помощью которых определяется положение картируемых местных стратиграфических подразделений непосредственно в общей шкале. В этом отношении они являются наиболее надежным и детальным инструментом. В тех случаях, когда в местных стратиграфических схемах или в конкретных разрезах картируемых стратиграфических подразделений удастся установить последовательность зон или отдельные зоны, они могут использоваться для корреляции в пределах определенного (картируемого) региона (рис. 4.1). Наконец, в тех случаях, когда по органическим остаткам устанавливаются последовательность зон или отдельные зоны общей шкалы, это может служить указанием на возможность расчленения соответствующих отложений по другим картируемым (литологическим) признакам.

**Горизонт и лона.** Биостратиграфическая сущность горизонта определяется комплексом органических остатков, характерных для определенного палеобиогеографического подразделения (обычно провинция, палеобассейн или его часть). В СССР примерами палеобиогеографических подразделений, для которых разрабатываются региональные стратиграфические схемы, являются палеобассейны Восточно-Европейской и Сибирской платформ, Северо-Востока СССР, Урала, Кавказа, Казахстана и Северного Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области и др. Палеонтологическое содержание горизонта складывается из остатков организмов, присущих стратотипу горизонта, и из разновозрастных комплексов, распространенных в пределах соответствующего биогеографического подразделения.

Провинциальные зоны (или лоны) — наименьшие таксономические единицы региональных стратиграфических схем, для которых палеонтологическое содержание является определяющим. Они «...устанавливаются по фаунистическому (флористическому) комплексу, отражающему наиболее общие черты палеобиоценозов на площади ее распространения, т. е. в пределах данной палеобиогеографической провинции или области. Лона отражает определенный этап развития фауны (флоры) в пределах ее географического распространения.

Лона должна иметь стратотип, содержащий зональный комплекс, включая вид-индекс или виды-индексы» [Стратиграфический кодекс СССР, статья IV.5]. Она может быть разделена на части — подлоны — или вспомогательные стратиграфические подразделения — слои с фауной и флорой.



Лона и горизонт находятся в таких же ранговых соотношениях, как зона и ярус в общей шкале. Совокупность нескольких лон составляет горизонт и определяет его полный объем (рис. 3.2, 4.2). Стратиграфические границы горизонта определяются подошвой нижней и кровлей верхней лон. В основу выделения лон могут быть положены любые группы фауны и флоры, имеющие стратиграфическое значение: граптолиты, аммоноидеи, двустворки и др. Во многих случаях лоны по своему содержанию оказываются идентичными биозонам и соответствуют по времени длительности существования вида (или рода)-индекса в пределах определенной палеобиогеографической провинции или области. Таковыми являются, например, многие лоны аммонитовой шкалы триасовых отложений Северо-Востока СССР. Комплекс остальной фауны в таких лонах приводится в качестве дополнительных характеристик.

Лоны могут выделяться на основе филогенетического развития какого-либо определенного рода или семейства и постепенной смены их видов во времени. Такие лоны по своему типу будут филогенетическими. Примером могут служить лоны верхнего плинсбаха, выделенные на Северо-Востоке СССР.

В состав региональных зональных шкал в некоторых случаях наряду с лонами могут входить зоны общей шкалы. Например, в биостратиграфической схеме юрских отложений Северо-Востока СССР для геттанга приняты зоны общей шкалы, поскольку соответствующие им лоны в разрезах региона включают в себя виды-индексы общих зон и имеют одинаковый с последними объем. При этом полные фаунистические комплексы геттангских зон Северо-Востока СССР отличаются от таковых западноевропейских обедненным составом родов и видов. Присутствие в региональной схеме зон общей шкалы означает, что между различными бассейнами в это время существовали широкие связи, физические и климатические барьеры между ними отсутствовали и они принадлежали к одной палеобиогеографической биохории.

Региональная стратиграфическая схема, состоящая из горизонтов и лон, отражает степень биостратиграфического расчленения и корреляции отложений в пределах определенной палеобиогеографической биохории и в то же время определяет единство соответствующих палеобиогеографических подразделений. В связи с этим необходимо подчеркнуть, что региональные стратиграфические подразделения, в том числе и основанные на биостратиграфическом расчленении, не являются, как иногда считают, временными, использующимися только при слабой стратиграфической изученности тех или иных отложений, а также в случае, когда по тем или иным причинам невозможно или затруднительно использовать общие стратиграфические подразделения. Они равноправные стратиграфические подразделения наряду с подразделениями общей и местной категорий.

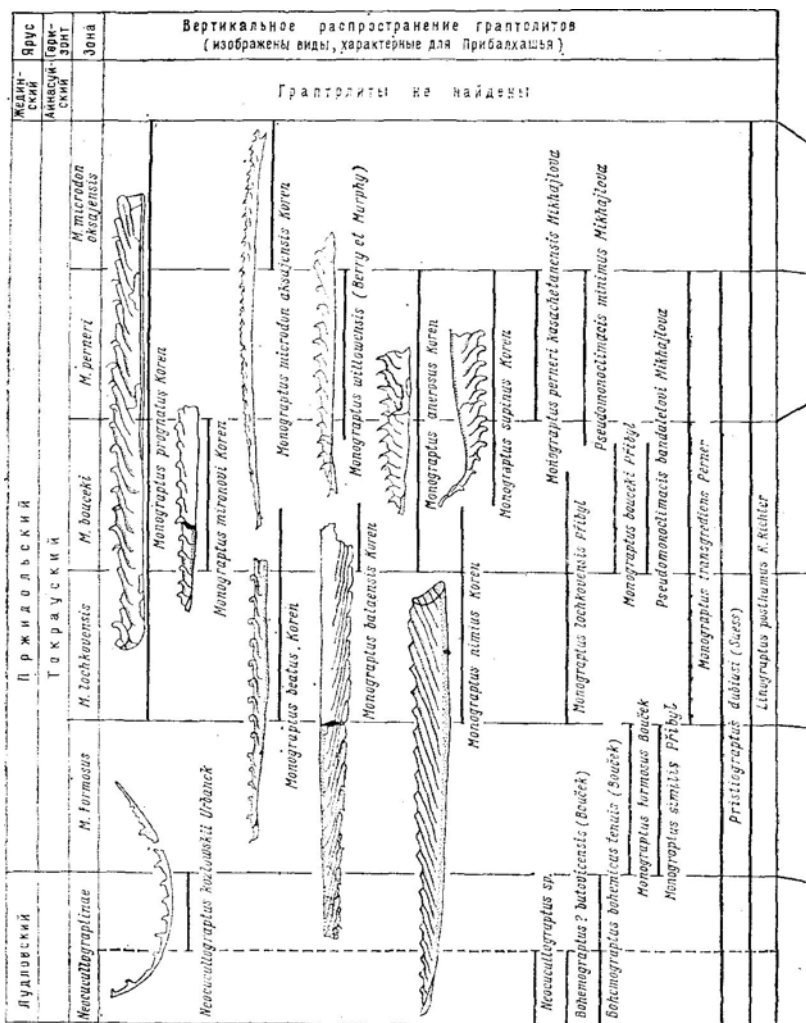
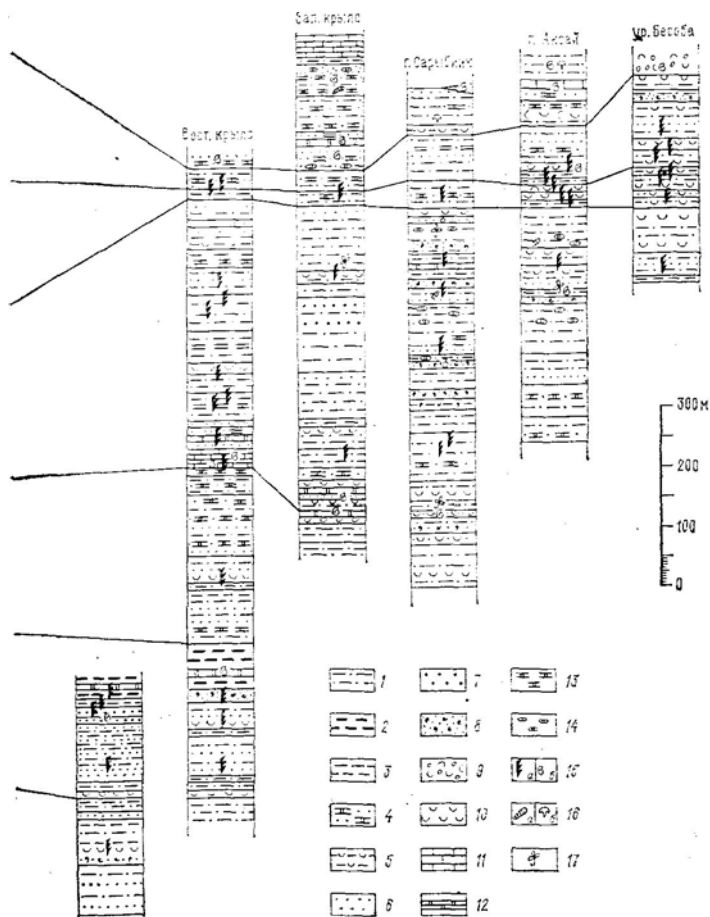


Рис. 4.1. Расчленение и корреляция разрезов токрауской свиты верхнего силура  
Л. М. Палец

1 — алевролиты, табачно-зеленые, голубовато-зеленые, плитчатые; 2 — алевролиты травяно-туфоелиты; 6 — песчаники мелкозернистые; 7 — песчаники средне- и крупнозернистые; 8 — крупно- и грубозернистые); 11 — известяки; 12 — обломочные известяки (известковистые няков; 15—17 — фауна и флора: 15 — граптолиты (а), брахиоподы,

Горизонты и лоны используются для корреляции картируемых стратиграфических подразделений в пределах определенных структурно-фациальных зон и их частей. Горизонты, как правило, объединяют по общим признакам одновозрастные свиты, их части или вспомогательные стратиграфические подразделения. С помощью лон обычно коррелируются и расчленяются



Северного Прибалхашья по граптолитам (по С. М. Бандалетову, Т. Н. Корень, и др.).

зеленые, с игольчатой отдельностью; 3 — алевропелиты; 4 — алевролиты известковистые; 5 — туфонесчанки; 9 — туфогравелиты и туфоконгломераты; 10 — туфы, туффиты (с точками песчанки, гравелиты); 13 — известковистость пород; 14 — конкреции пелитоморфных извест-пеллециподы и др. (с), 16 — кораллы (а), трилобиты (б), 17 — флора.

картируемые в крупном масштабе подсветы, пачки, пласты и маркирующие горизонты.

**Зональные биостратиграфические подразделения.** Единственным критерием выделения зональных биостратиграфических подразделений служит их палеонтологическое обоснование, т. е. присутствие определенного комплекса органических остатков

Общая шкала				Региональная стратиграфическая схема среднеюрских отложений Северо-Востока СССР								
Система	Отдел	Ярус	Зона	Горизонт	Подгоризонт	Лона	Виды с аммонитами					
								Верхний	Средний	Нижний	Верхний	Нижний
Ю р е д н и й	Ааленский	Верхний	Меллеровский	<i>Sigaloceras calloviense</i>	Москальский	Верхний	Лона	<i>Cadoceras labarense</i>				
			Нижний	<i>Macrocephalites macrocephalus</i>				<i>Mytiloceras vagi</i> + <i>Praebuchia anyuensis</i>	<i>Artoceras sp.</i>			
	Батский	Верхний		<i>Clidonoceras discus</i>				<i>Mytiloceras bulunensis</i>	<i>Artoccephalites elegans</i>			
				" <i>Ozycerites aspidoides</i> "				<i>Mytiloceras polaris</i>	<i>Ozycerites jugatus</i>			
			Средний	<i>Tulites subcontractus</i>					<i>Graecocephalites vulgaris</i>			
	Средний		<i>Gracilisphinctes progracilis</i>									
	Байосский	Верхний	Нижний	<i>Zigzagoceras zigzag</i>				Верхний	Верхний	<i>Mytiloceras electus</i>		
			Верхний	<i>Parkinsonia parkinsoni</i>								Нижний
	Ааленский	Верхний		<i>Garantiana garantiana</i>				Верхний	Верхний	<i>Mytiloceras morii</i>	<i>Tugurites fastigatus</i>	
				<i>Strenoceras subfuroatum</i>							<i>Mytiloceras lucifer</i>	<i>Arkelloceras</i>
				<i>Stephanoceras humphriesian</i>								
	Ааленский	Верхний	Нижний	<i>Otoites sauzei</i>				Верхний	Верхний	<i>Mytiloceras priscus</i>	<i>Pseudotioceras maelinlocki</i>	
				" <i>Sonninia sowerbyi</i> "							<i>Pseudotioceras beyrichi</i>	
				<i>Graphoceras concavum</i>								
Нижний			<i>Ludwigia munchisonae</i>									
Ааленский	Верхний		<i>Leioceras opalinum</i>	Верхний	Верхний	<i>Mytiloceras priscus</i>						
		Нижний										

Рис. 4.2. Соотношение региональной стратиграфической схемы среднеюрских отложений Северо-Востока СССР с общей шкалой (по решению Второго Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР, 1975 г., с изменениями по И. В. Полуботко).

(зонального комплекса), присущего данному стратиграфическому подразделению и отличающегося от комплексов, характерных для ниже- и вышележащих отложений.

В отличие от зон общей категории и лон, все виды биостратиграфических зон не подчинены по рангу ни ярусам, ни горизонтам и выделяются в самостоятельных объемах в зависимости

от смены в разрезах фаунистических или флористических комплексов (см. рис. 3.2). Исключение составляют те отмеченные выше случаи, когда объемы конкретных биостратиграфических зон принимаются за эталоны соответствующих зон общей шкалы или лон.

Существуют различные виды биостратиграфических зон. Наиболее широко распространены следующие [Стратиграфический кодекс СССР, статья VI.5].

1. Биозона — отложения, образовавшиеся за полное время существования определенного таксона животных или растений и соответствующие стратиграфическому интервалу, в котором встречаются ископаемые остатки этого таксона.

Стратиграфическое распределение зонального таксона в конкретных разрезах нередко оказывается меньше его максимального распространения. Отложения, соответствующие такому ограниченному распространению в конкретных разрезах, называются тейльзонами или топозонами (рис. 4.3), а если при этом учитывается распространение таксона в различных разрезах в определенной местности (во времени и в пространстве), то отложения, в которых он встречается, называются его зоной распространения (*range zone*).

2. Комплексная зона — отложения, содержащие определенный комплекс ископаемых остатков организмов (рис. 4.4). В таком смысле комплексная зона отвечает определению зоны в понимании А. Оппеля и нередко именуется оппель-зоной.

3. Экозона — отложения, содержащие комплекс ископаемых органических остатков, представляющий собой либо прижизненную экологическую ассоциацию, либо тафономические особенности ориктоценоза. Границы экозон подчеркивают не столько эволюционное развитие соответствующих групп ископаемых организмов, сколько изменение эколого-фациальных условий в конкретных бассейнах (рис. 4.5).

4. Эпиболь (акме-зона) — отложения, в которых зональный вид особенно часто встречается (см. рис. 4.3), т. е. соответствующие времени его расцвета в силу особенно благоприятных условий или отвечающие времени скопления органических остатков при захоронении.

Биостратиграфические зоны могут быть провинциальными или местными в зависимости от пределов распространения соответствующих таксонов, комплексов фауны или флоры [Стратиграфический кодекс..., 1977, статья VI.7]. Местные зоны базируются на анализе стратиграфического распространения эндемичных таксонов или ранее не использовавшихся для зонального расчленения групп фауны или флоры.

Границы биостратиграфических зон разных видов (биозон, комплексных зон, экозон и др.), а также границы зон одного вида, установленные по различным группам фауны или флоры, чаще всего не совпадают. Такие несовпадения происходят

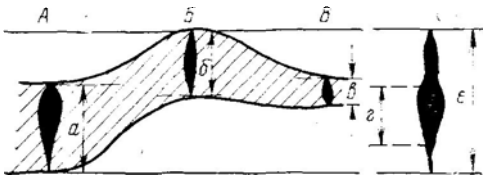


Рис. 4.3. Соотношения некоторых видов бионоз одного таксона.

а, б, в — тейльзоны; в — разрезах А, Б, В; г — эпизоль; е — бионоза. Штриховкой показана ранговая зона.

Рис. 4.4. Комплексные зоны (А, Б).

1 — появление; 2 — исчезновение таксона.

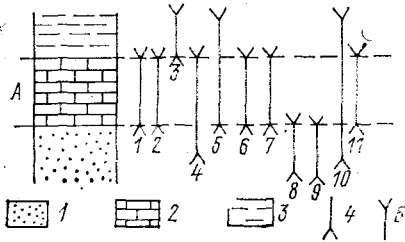
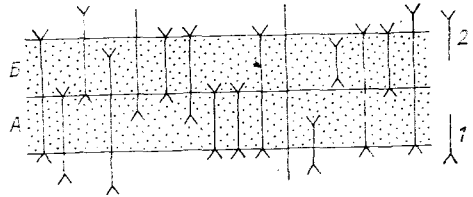


Рис. 4.5. Экозона (А).

1 — песчаник; 2 — известняк; 3 — аргиллит; 4 — появление; 5 — исчезновение таксона. Предполагается, что таксоны 1, 2, 6, 7, 11 характерны только для определенной эколого-фациальной обстановки (в данном случае карбонатного осадконакопления).

в силу особенностей биологической организации различных групп фауны и флоры, эволюционирующих разными темпами, по-разному реагирующих на изменение среды и приспособляющихся к ней.

Границы экотон, выделенных по разным группам фауны или флоры, совпадают, если они обусловлены одними и теми же изменениями эколого-фациальных условий в конкретном бассейне и если организмы разных групп реагируют на эти изменения одинаково.

Биостратиграфические подразделения всех видов используются для корреляции отложений в пределах определенной местности, фациальной зоны или региона, а также для определения возраста вмещающих отложений. Наибольшее значение имеют бионозы и комплексные зоны, границы которых считаются изохронными. В практике стратиграфических исследований обычно приходится сталкиваться с тейльзонами, ранговыми зонами и экотонами, границы которых зависят от эколого-фациальных условий, перерывов и других внешних факторов. Корреляция с помощью таких подразделений возможна лишь на ограниченной площади, по существу, в тех пределах, в которых не удастся установить отклонение этих границ от других уровней, принимающихся за изохронные.

**Вспомогательные биостратиграфические подразделения.** К таким подразделениям относятся слои с фауной или флорой, которые в соответствии со «Стратиграфическим кодексом» (статья VII.8, совет 8А) определяются как «...отложения, содержащие остатки организмов или сложенные ими. Причем эти остатки организмов или вовсе не встречаются в подстилающих и перекрывающих образованиях, или встречаются сравнительно редко». Слой с обильными и легкодиагностируемыми палеонтологическими остатками выделяются как маркирующие и в некоторых случаях являются картируемыми стратиграфическими подразделениями. В отличие от других стратиграфических подразделений, определяемых биостратиграфическим методом, такие слои могут быть выделены среди немых отложений и для них необязательно присутствие органических остатков в подстилающих и перекрывающих осадках.

#### 4.1.2. РАСЧЛЕНЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

В основу расчленения осадков биостратиграфическим методом положен принцип выделения в местных разрезах биостратиграфических подразделений, или стратиграфических подразделений комплексного обоснования, при установлении которых в той или иной степени используется палеонтологический метод. Практически это осуществляется определением в местном разрезе рубежей, на которых происходит изменение состава ископаемых остатков организмов, и выделением отложений, содержащих характерные комплексы органических остатков. Намеченная таким образом последовательность смены органических остатков или их комплексов в изучаемом разрезе и служит основанием для его расчленения биостратиграфическим методом.

Комплексы ископаемых остатков, характерные для того или иного биостратиграфического подразделения, представлены формами, по-разному распределяющимися в разрезе и имеющими различное стратиграфическое значение.

Среди них могут быть (рис. 4.6):

1) формы, стратиграфическое распространение которых ограничивается возрастными пределами данного подразделения, т. е. формы, не выходящие за его нижнюю и верхнюю границы. Такие формы особенно важны. Среди них обычно выбираются так называемые руководящие для соответствующего стратиграфического подразделения формы или зональные роды или виды;

2) формы, встречающиеся преимущественно в данном стратиграфическом подразделении, а также редко в ниже- и вышележащих отложениях. Такие формы могут служить лишь указанием на возможность (вероятность) принадлежности отложений к тому или иному стратиграфическому подразделению;

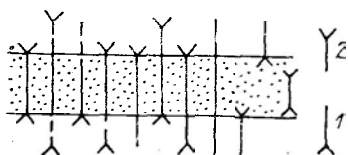


Рис. 4.6. Вегетально-распространение различных таксонов по отношению к границам стратиграфического подразделения.

1 — появление; 2 — исчезновение таксона.

3) формы, встречающиеся в нижележащих отложениях и исчезающие около верхней границы данного стратиграфического подразделения, а также формы, которые появляются около его нижней границы и переходят в вышележащие отложения. Сочетание таких форм имеет большое значение в биостратиграфии, поскольку оно позволяет установить полный объем соответствующего подразделения;

4) транзитные формы, одинаково часто встречающиеся как в самом стратиграфическом подразделении, так и в подстилающих и перекрывающих отложениях. Эти формы не имеют стратиграфического значения и могут быть использованы лишь для общей характеристики соответствующего стратиграфического подразделения.

В практике биостратиграфических исследований при расчленении отложений встречаются и используются все эти случаи. Наибольшее значение для установления границ биостратиграфических подразделений имеют рубежи массового появления, а иногда и массового исчезновения (обусловленного вымиранием) таксонов, поскольку эти границы, помимо того что они фиксируются эволюционным развитием определенных групп фауны или флоры, связаны обычно с крупными геосторическими этапами: трансгрессиями и регрессиями бассейнов, климатическими изменениями и др. Поэтому с подобными границами часто соотносятся границы стратиграфических таксонов регионального значения — горизонтов и лон, а иногда и подразделения общей шкалы.

Например, пласт монотисовых ракушечников норийского возраста, во многих районах Северо-Востока СССР отвечающий по объему двум лонам, соответствует определенному геосторическому этапу и четко выделяется по массовому появлению и массовому вымиранию этого таксона двустворок. Массовое исчезновение из разрезов юрских мтилоцерамов на Северо-Востоке СССР приходится на границу слоев с *Mytilocerasmus vagt* и *Meleagrinnella ovalis*, проходящую в нижней части келловейского яруса. Эта граница принята за границу горизонтов москальского и ненкальского. Обилие впервые появившихся отпечатков листьев платанов (*Platanus lafior*, *P. cuneiformis*, *P. cuneifolia*) в алтыкудукской свите Северного Приаралья и в других однозранных свитах в Казахстане является хорошим индикатором основания сеноманского яруса верхнего мела.



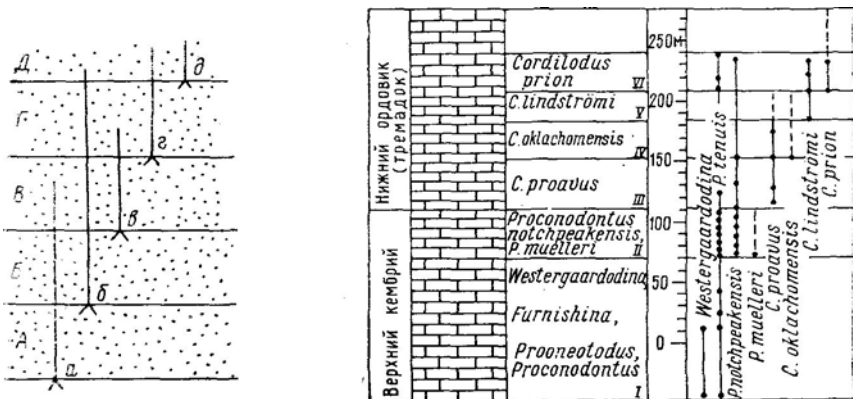


Рис. 4.7. Схема расчленения отложений по первому появлению зональных таксонов.

a-d — уровни появления зональных таксонов; А—Д — биостратиграфические зоны.

Рис. 4.8. Расчленение пограничных отложений кембрия и нижнего ордовика хр. Малый Каратау в Казахстане на зоны (I—VI) по появлению характерных видов конодонтов (по С. В. Дубининой).

Предпочтение при проведении биостратиграфических границ обычно отдается не исчезновению в разрезах тех или иных форм, связанному с их вымиранием, а появлению или массовому распространению отдельных таксонов, сообществ или их комплексов. Последнее особенно важно, так как часто только при массовом распространении и широком расселении соответствующие формы или комплексы приобретают определенное корреляционное значение.

В некоторых случаях первое появление в разрезах определенных таксонов (руководящих или зональных) служит основанием не только для проведения границ, но и для выделения соответствующих биостратиграфических подразделений. Полный объем таких подразделений определяется интервалом, ограниченным уровнями появления зональных таксонов двух смежных зон (рис. 4.7). Так выделяются многие зоны, лонь и биостратиграфические подразделения по конодонтам (рис. 4.8). Этот метод широко используется при расчленении мезозойских и современных осадков океанов по микрофауне.

Наиболее надежно расчленение отложений по фауне или флоре осуществляется в том случае, когда оно опирается на изменения в составе комплекса, обусловленные необратимостью эволюции фауны или флоры, т. е. на филогенетическую основу (рис. 4.9—4.11). В наиболее чистом виде они проявляются в однородных по вещественному составу толщах, свидетельствующих о стабильности условий, на фоне которых эволюционирует та или иная группа фауны или флоры. Особенно ценно в этом отношении изучение последовательности в пределах отдельных

Ярусы	Зоны, слои	Биозоны фораминифер <i>Lenticulina</i>										
Титонский	?	<i>muensteri</i>						<i>postkarlaensis</i>	<i>Kaschpurica</i>	<i>infraul-gensis</i>	<i>uralica</i>	<i>ustulac</i>
Кимериджский	<i>Marginulina striatocostata</i>											
	<i>Lenticulina illustris</i> , <i>L. daiva</i>	<i>sublenticularis</i>	<i>lumiduscula</i>					<i>karlaensis</i>		<i>illustris</i>	<i>prussica</i>	<i>daiva</i>
Оксфордский	<i>L. kuznetsovae</i> , <i>L. prussica</i>											<i>undosa</i>
	<i>L. quenstedti</i>	<i>sublenticularis</i>								<i>quenstedti</i>	<i>sambica</i>	<i>kuznetsovae</i>
	<i>L. sambica</i> , <i>Ophthalmidium strumosum</i>	<i>pseudocrassa</i>	<i>hebetata</i>							<i>sambica</i>	<i>brueckmanni</i>	
Келловейский	<i>L. drueckmanni</i> , <i>O. sagittum</i>	<i>hebetata</i>										
	<i>L. tumida</i> , <i>L. paracultrata</i>	<i>tumida</i>	<i>cidaris</i>	<i>catascopium</i>								
	<i>L. cultratiformis</i> , <i>L. pseudocrassa</i>	<i>cultratiformis</i>										
	Слой с <i>L. akrojanzi</i>	<i>pseudocrassa</i>										
Батский	Слой с <i>O. infraoolithicum</i>											
		<i>psebaica</i>	<i>subalatiformis</i>					<i>sculpta</i>	<i>parmaula chinitewskii</i>	<i>hercynensis</i>	<i>lithuanica</i>	<i>deceptiens</i>

Рис. 4.9. Зональное расчленение верхнеюрских отложений Прибалтики по фораминиферам и филогенетические ряды некоторых групп фораминифер рода *Lenticulina* (по А. А. Григялису [1980 г.]).

Залывкой выделено распространение зональных видов.

таксонов ортостратиграфических групп, если в результате удастся наметить смену фаунистических зон, отражающую эволюцию соответствующей группы организмов.

Другое перспективное направление — это экостратиграфические исследования. В результате этих исследований выделяются фаунистические и флористические сообщества, характерные для различных частей бассейнов, и выявляются возрастная и латеральная системы стратиграфических подразделений, отражающих взаимосвязи эколого-фациальных обстановок и организмов в пределах конкретных бассейнов осадконакопления. На границах таких подразделений, называемых экостратиграфическими, вместе с изменением состава отложений меняется и состав органических остатков. С этих позиций экостратиграфическими, по существу, являются все местные, частного обоснования и вспомогательные стратиграфические подразделения, но в отличие от экостратиграфических характеристики всех этих подразделений ограничиваются литологическими, фаунистическими

Рис. 4.10. Зоны подзоны верхнего эалена по распространению различных таксонов аммонитов семейства Graphoceratidae Западного Кавказа (по К. С. Ростовцеву).

Заливкой выделено распространение зональных таксонов.

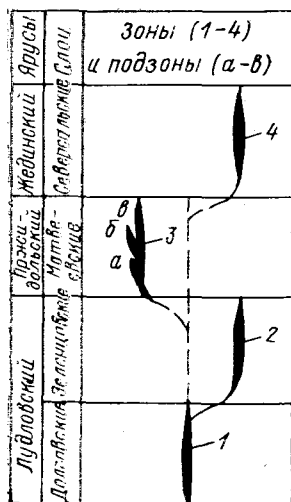
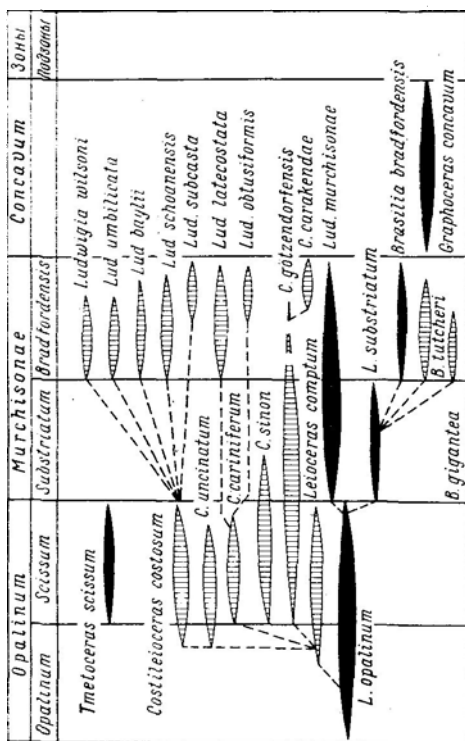


Рис. 4.11. Филогения атиририд подсемейства Didymothyridinae (брахиоподы) и расчленение верхнесилурийских—нижнедевонских отложений о. Долгого (по Т. Л. Модзалевской):

1 — *Greenjieldia uberis*; 2 — *Didymothyris didima*; 3 — *Collarothyris canaliculata*: а — *C. canaliculata*, б — *C. canaliculata lata*; 4 — *Protathyris praecuror*.

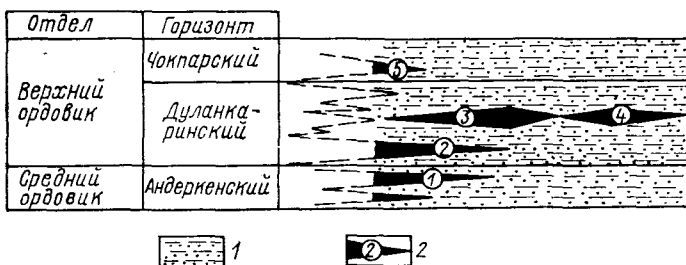


Рис. 4.12. Схема распространения биогермных известняков с рекуррентным комплексом трилобитов андеркенского типа в средне- и верхнеордовикских отложениях Казахстана (по И. Ф. Никитину).

1 — терригенные осадки с брахиоподами, трилобитами и граптолитами, комплексы которых последовательно меняются от андеркенского до чокпарского; 2 — биогермные известняки с трилобитами андеркенского типа. Цифрами на рисунке обозначены известняки: 1 — андеркенские Чу-Илийских гор, 2 — аккольские Чу-Илийских гор, 3 — керегетасские на северо-востоке Центрального Казахстана, 4 — акдомбакские Чингиза, 5 — улькунтасские Чу-Илийских гор.

(флористическими) или другими признаками, отражающими лишь отдельные стороны эколого-фациальной обстановки.

В одинаковых по типу осадков отложениях, несколько раз повторяющихся в разрезе, могут встречаться однотипные или близкие по составу комплексы ископаемых. Такое явление, обуславливающее миграцией фауны вслед за миграцией фаций в бассейне, называется рекурренцией, а сами фауны — рекуррентными (рис. 4.12). Однако при внимательном изучении в рекуррентных фаунах удается установить различия, обусловленные эволюционным процессом, и в природе любое биостратиграфическое подразделение несет запечатленные в составе фауны или флоры признаки, отражающие влияние среды, и свидетельства необратимости эволюции. Задача биостратиграфии — выявить эти признаки и дать им надлежащую оценку.

При разработке местных детальных стратиграфических схем, основанных на выделении биостратиграфических подразделений, обычно используются те группы фауны и флоры, которые широко распространены в районе и быстро меняются в вертикальном разрезе.

Наряду с такими важными для детальной стратиграфии представителями, как аммоноидеи, граптолиты, планктонные фораминиферы, часто используются бентосные фораминиферы, тинтиниты, кальпионеллы, радиолярии, кораллы, брахиоподы, двустворки (бухни, монотисы, галобии, рудисты, иноцерамы), брюхоногие, трилобиты, остракоды, морские ежи, конодонты, позвоночные, нанопланктон, споры и пыльца растений, отпечатки листьев, древесина растений и т. д.

Таким образом, биостратиграфический метод для разработки детальной стратиграфии не имеет каких-либо ограничений в использовании групп фауны и флоры. Он позволяет надежно обосновать последовательность в разрезе зон общей

шкалы и региональных зон или лон, биостратиграфических зон, а в ряде случаев еще более тонких стратиграфических подразделений — подзон или слоев с фауной.

Детальность расчленения отложений биостратиграфическим методом зависит главным образом от скорости накопления расчленяемых отложений и от темпов изменения состава фауны или флоры, по которой оно осуществляется. Чем выше скорость накопления осадков (и соответственно мощность толщ), образовавшихся за время, фиксируемое изменениями выбранной для расчленения отложений группы, тем больше будет минимальная мощность, на которую удастся расчленить отложения биостратиграфическим методом. Чем быстрее сменялось во времени население бассейна осадконакопления, тем детальней можно осуществить расчленение его осадков по ископаемым органическим остаткам. Наиболее дробное расчленение отложений обычно удается осуществлять по ортостратиграфическим (архистратиграфическим) группам фауны или флоры. Но в некоторых случаях с меньшей детальностью оно может быть осуществлено и по другим группам. При расчленении осадочного чехла платформ, скорость накопления осадков которого в большинстве случаев была меньше, чем в геосинклинальных структурах, мощности зональных биостратиграфических подразделений обычно не превышают нескольких или первых десятков метров, а в складчатых областях они обычно колеблются от десятков до первых сотен метров. Таким образом, выделяя биостратиграфические зоны, почти всегда можно достичь детальности расчленения отложений, соответствующей требованиям крупномасштабного геологического картирования, и на этой основе обеспечить надежную корреляцию соответствующих отложений.

#### 4.1.3. КОРРЕЛЯЦИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ВОЗРАСТА ОТЛОЖЕНИЙ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Биостратиграфическая корреляция основана на сходстве комплексов органических остатков, характерных для соответствующих стратиграфических подразделений. Она осуществляется на основе отдельных руководящих форм или на общности комплексов органических остатков (рис. 4.13) в их стратиграфической последовательности. Относительный геологический возраст отложений определяется корреляцией соответствующих отложений с общей шкалой.

При определенной простоте метода корреляции по руководящим формам достоверность его весьма ограничена, так как трудно избежать ошибок в определении истинного диапазона стратиграфического распространения отдельных таксонов. Время появления или исчезновения разных видов, родов или целых групп фауны и флоры в разных палеобассейнах или в их

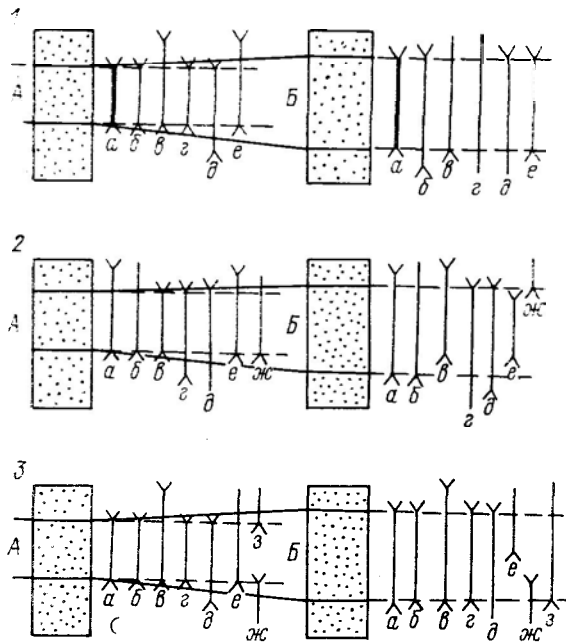


Рис. 4.13. Корреляции стратиграфических подразделений (А, Б).

1 — по распространению руководящего таксона *a*; 2 — по совместному нахождению таксонов *a*, *б*, *г*, *д*; 3 — по комплексу признаков: по распространению таксонов *a*, *б*, *г*, по появлению на нижней границе таксона *в*, по исчезновению на верхней границе таксона *д*, т. е. по совместному нахождению всех этих таксонов (*a*—*д*).

частях может не совпадать. Это, естественно, объясняется их различной биологической организацией, неодинаковой скоростью миграции и, главное, различной способностью к адаптации в одних и тех же условиях.

Например, на Дальнем Востоке, в районах побережья Японского и южной части Охотского морей, появление в разрезе в массовом количестве остатков *Mytilocerasmus priscus* соответствует нижней границе ааленского яруса. На этом уровне они встречаются вместе с аммонитами *Pseudolioceras beyrichi*. В Северном Приохотье, относящемся к другой палеобиогеографической провинции, тот же вид *M. priscus* появляется только в середине аалена, в верхней половине лоны *Pseudolioceras paslintoncki*. Это явление связано, по всей вероятности, с массовой миграцией митилоцерамов на север в середине ааленского века. Вымерший дуб *Quercus hereiiifolia* был описан по отпечаткам листьев, найденным в миоценовых отложениях Западной Европы; на Кавказе он встречается вплоть до плиоцена, в Западном Казахстане расцвет его приходится на эоцен, а вымер он там в начале олигоцена.

Более достоверна корреляция отложений по комплексам фауны или флоры. Основанная на анализе стратиграфического

распространения большого числа таксонов, она как бы нивелирует возможные ошибки в определении стратиграфического распространения отдельных форм. Наиболее достоверна корреляция отложений в результате сопоставлений одинаковых последовательностей органических остатков, их комплексов или биостратиграфических подразделений. Корреляция таких последовательностей будет тем точнее, чем точнее удастся сопоставить стратиграфические границы соответствующих подразделений (в их последовательности) — рубежи, на которых меняются соответствующие комплексы органических остатков или появляются новые таксоны в филогенетических рядах.

Биостратиграфическая корреляция осуществляется не всегда непосредственно с помощью общих форм, а через промежуточные комплексы, отдельные формы которых в разных провинциях или областях встречаются обычно раздельно. Например, стратиграфические схемы морского триаса Северо-Востока СССР, относящегося к Бореальной области, трудно сопоставимы со схемами Альп, принадлежащими области Тетис. Корреляция этих схем возможна с привлечением фаунистических комплексов Канады, в которых наряду с альпийскими (тетическими) присутствуют и бореальные виды и роды. Определенные возможности для корреляции дальневосточных и западноказахстанских эоценовых комплексов растений дает изучение восточноказахстанских растительных группировок, имеющих общие элементы с дальневосточными и западноказахстанскими.

Палеобиогеографические районы, в пределах которых присутствуют смешанные комплексы фауны или флоры, называются экотонами. Они располагаются на границах разных палеобиогеографических провинций или областей, например между Тетическим и Бореальным поясами (областями). Границы и степень выраженности экотонів постоянно менялись в течение геологического развития регионов. Это определяло специфику биостратиграфической последовательности в подобных районах.

Для биостратиграфических схем экотонів нередко характерно чередование лон (или ряда лон) с разным по типу составом фауны или же присутствие лон со смешанным комплексом фаун. Примером может служить территория Приморского края СССР в позднем плинсбахе, а также в отдельные отрезки триасового периода. В верхнеплинсбахских отложениях этого района присутствуют элементы как тетических, так и бореальных фаун (главным образом аммонитов).

Экотонів имеют первостепенное значение для межрегиональных корреляций и позволяют сопоставлять, например, разрезы бореальных и тетических районов, т. е. нередко региональные схемы с общей шкалой. Примером такого важного для межрегиональных корреляций экотона в позднем триасе и ранней юре служит западное побережье Канады (рис. 4.14). В бассейне

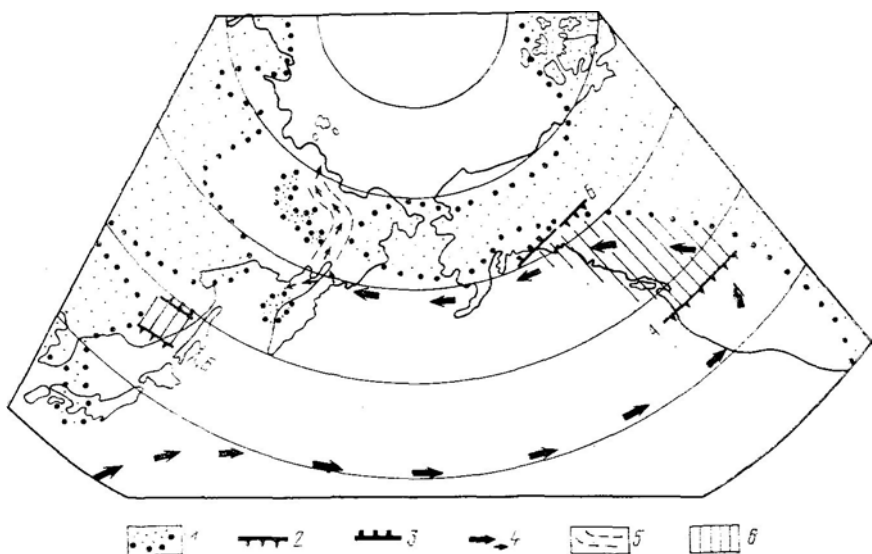


Рис. 4.14. Схема палеогеографической реконструкции северной части Тихого океана и прилегающих арктических акваторий во второй половине раннеюрской эпохи.

1 — контур суши; 2 — северная граница области Тетис (А — для позднего плинсбаха, Б — для позднего тоара); 3 — южная граница Бореальной области для позднего плинсбаха и позднего тоара; 4 — предполагаемое теплое палеотечение; 5 — контур Омолону-Алазейской подпровинции раннего тоара; 6 — Бореально-Тихоокеанский экотон позднеплинсбахского времени [Репин Ю. С., 1977 г.].

того времени здесь обитали как тетические виды и роды аммонидей, так и бореальные, что позволяет проводить корреляции нижнего мезозоя Северо-Востока СССР с общей шкалой, разработанной на разрезах Западной Европы. Переходными (смешанными) комплексами приходится пользоваться и при корреляции разнофациальных отложений: мелководных и относительно глубоководных и особенно морских и континентальных [Меннер В. В., 1962].

Соответствие картируемого местного стратиграфического подразделения тому или иному подразделению региональной или общей шкал обычно определяется общностью комплекса органических остатков, обнаруженных в местном подразделении, и комплекса, характерного для того или иного регионального или общего стратиграфического подразделения.

При более строгом подходе к корреляции или определению соответствия картируемых стратиграфических подразделений общим или региональным стратиграфическим подразделениям необходимо не только установить общность комплексов органических остатков в этих подразделениях, но и сопоставить их границы. Для этого обычно выявляются границы подразделения региональной или общей стратиграфической шкал в кон-



кратных разрезах на картируемой территории. При этом рубежи смены комплексов органических остатков, определяющие границы региональных и общих стратиграфических подразделений, могут совпадать и не совпадать с границами картируемых местных стратиграфических подразделений. Так, граница кембрия и ордовика в хр. Малый Каратау (Казахстан) проходит внутри однообразной по составу карбонатной толщи, относящейся к единому местному стратиграфическому подразделению — к шабактинской свите, граница аалена и байоса в Северном Приохотье и на Дальнем Востоке — внутри однообразной вулканогенно-осадочной толщи, внутри слоев с *Mytiloceras jurensis*, и проводится под уровнем с их массовым распространением. Граница карнийского и норийского ярусов в Гижигинском прогибе Омолонского массива (Северо-Восток СССР) проходит внутри однородной алевритово-глинистой толщи, выделенной в ачаквеевскую свиту, соответствующую по возрасту всему карнийскому ярусу и низам норийского в объеме лозы *Pinosoceras verchojanicum*.

Корреляция одних и тех же разрезов по распространению одного таксона (или группы) может отличаться от корреляции по другим таксонам или группам. Обычно отдают предпочтение ортостратиграфическим группам, таким, как граптолиты, аммониты, планктонные фораминиферы и др. Считается, что корреляция по этим группам наиболее достоверна и строится с наименьшими погрешностями, несмотря на то что распространение (расселение) и этих групп в действительности происходит в какие-то интервалы времени. Этим приходится пренебрегать и принимать коррелятивные уровни по ортостратиграфическим группам условно за изохронные.

Если стратиграфическое распространение разных таксонов или групп организмов в сопоставляемых разрезах различное, то, коррелируя по одной из групп (таксонов), мы неизбежно этим корректируем стратиграфические диапазоны других (рис. 4.15). Примером могут служить различные варианты корреляции пограничных отложений ордовика и силура Южного Казахстана, возникавшие в связи с нахождением тех или иных трилобитов, а затем граптолитов (рис. 4.16). Один из вариантов корреляции этих отложений осуществлялся по появлению *Platysoryphe sinensis* (L u) и в соответствии с этим считалась одновозрастной нижняя граница известняков в сравниваемых разрезах. При корреляции по появлению *Dalmanitina mucronata* (B r o n g n i a r t), руководящему виду для верхов верхнего ордовика, диапазон стратиграфического распространения *Platycoryphe sinensis* (L u) расширяется по сравнению с первым вариантом, одновозрастной оказывается верхняя граница известняков. С помощью граптолитов рассматриваемые разрезы коррелируются по границе зон *Climacograptus supernus* и *Clyptograptus parsculptus*. При такой корреляции трилобиты

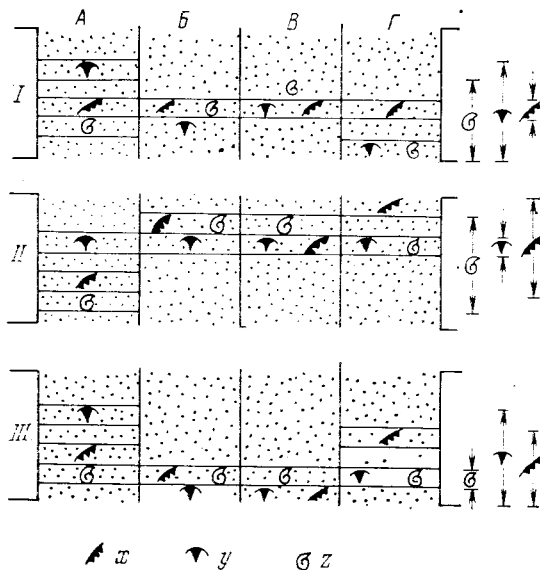


Рис. 4.15. Варианты I—III корреляции разрезов А—Г, в которых три таксона встречаются на разных уровнях и в разных сочетаниях.

I — по таксону x; II — по таксону y; III — по таксону z.  
 Справа показано изменение пределов распространения (биозоны) соответствующих таксонов в зависимости от варианта корреляции.

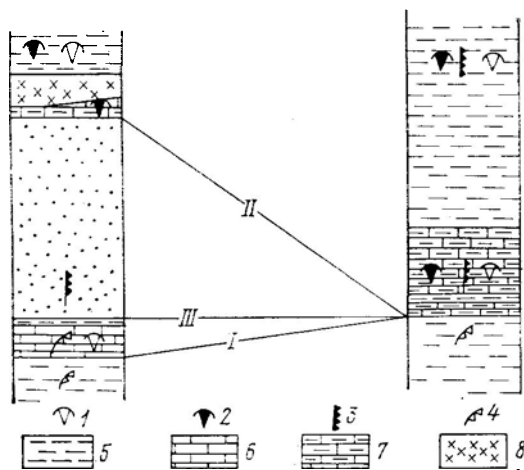


Рис. 4.16. Варианты корреляции двух разрезов верхнеордовикских отложений в Чу-Илийских горах (Казахстан) по появлению трилобита *Platycoryphe sinensis* (I), трилобита *Dalmanitina mucronata* (II), граптолитов зоны *Glyptograptus persculptus* (III) (по И. Ф. Никитину, М. К. Аполлонову, Д. Т. Цаю и др.).

1 — *Platycoryphe sinensis*; 2 — *Dalmanitina mucronata*; 3 — граптолиты зоны *G. persculptus*; 4 — граптолиты зоны *C. supergnus*; 5 — алевролиты; 6 — известняки; 7 — глинистые известняки; 8 — дайка диоритовых порфиров.

в сопоставляемых разрезах появляются на разных уровнях, вслед за распространением свойственных им фаций, и пласты известняков оказываются разновозрастными. Последний вариант считается наиболее достоверным и принят в настоящее время.

Использование для корреляции рубежей резкого изменения фаунистических комплексов, совпадающих с границами литостратиграфических подразделений, может привести к неверным сопоставлениям заведомо разновозрастных отложений, и наоборот, разновозрастные, но разнофациальные комплексы, резко различающиеся составом, без должного анализа могут оказаться помещенными на разные уровни.

Определенные трудности при корреляции отложений возникают также из-за несоответствия места захоронения прижизненному местообитанию животных и растений в связи с переносом захороняемых остатков иногда на довольно значительные расстояния (остатки спор и пыльцы и особенно пыльца ветроопыляемых растений). Это явление имеет как отрицательные, так и положительные стороны. Однако анализ способов распространения пыльцы, возможных передвижений животных-распространителей, основных направлений ветров («роза ветров») позволяет свести ошибки до минимума, возможности корреляции, наоборот, возрастают. Особенно это важно при корреляции континентальных и морских отложений.

При достаточно внимательном исследовании факт переотложения ископаемых остатков из отложений одного возраста в другие не принесет больших затруднений. Причем в этом случае возможно как переотложение более древних остатков в более молодые, так и вымывание в расселины древних пород более молодых ископаемых остатков.

#### 4.1.4. БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ГРУПП ФАУНЫ И ФЛОРЫ

В связи с неодинаковыми темпами эволюции различные группы фауны и флоры имеют различное значение для биостратиграфии. Одни группы эволюционировали быстро и так же быстро расселялись в морях и океанах или на континентах прошлого. Другие эволюционировали медленно, имели ограниченные области распространения и часто были тесно связаны с определенными локальными условиями существования. Первые из этих групп называются ортостратиграфическими (или архистратиграфическими). Они наиболее важны для биостратиграфических целей. По ним строятся дробные зональные схемы биостратиграфического расчленения, используемые для широкой, в ряде случаев глобальной, корреляции. Медленно эволюционирующие или парастратиграфические группы используются обычно для определения возраста отложений в больших пределах или для разработки местных стратиграфических схем,

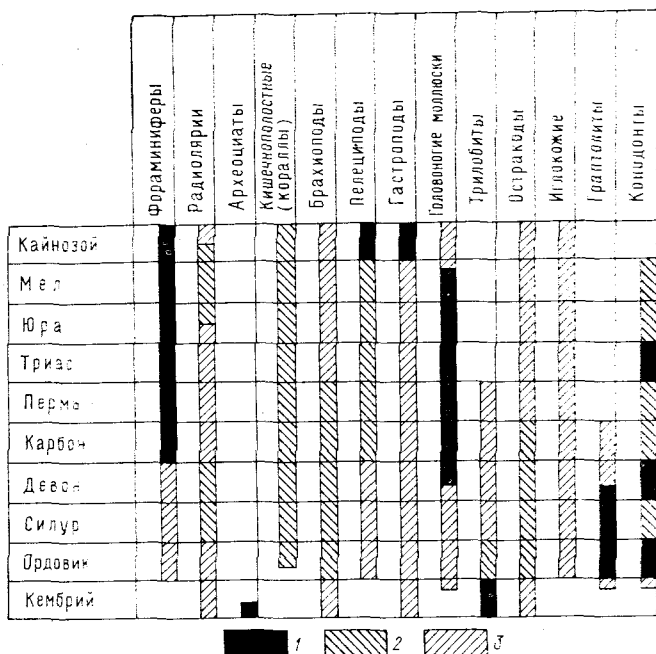


Рис. 4.17. Стратиграфическое значение главных групп морских беспозвоночных в фанерозое.

Группы: 1 — используемые для корреляции с общей шкалой, 2 — применяющиеся в региональной стратиграфии, 3 — используемые в местной стратиграфии.

в которых собственно биостратиграфическое расчленение сочетается с литостратиграфическим. Многие, особенно длительно развивающиеся, группы не имеют стратиграфического значения для отложений, образовавшихся в начале их развития и во время угасания, но становятся архистратиграфическими в осадках, которые образовались во время их расцвета — быстрой эволюции и широкого расселения.

Для каждого периода обычно устанавливаются одна или две архистратиграфические группы, на которых строится дробное биостратиграфическое расчленение соответствующих систем. Остальные группы при этом имеют вспомогательное значение (рис. 4.17).

Ниже приводится общая характеристика стратиграфического значения некоторых наиболее важных групп древней фауны и флоры.

**Простейшие.** Это группа наиболее распространенных компонентов микрофаунистических комплексов. Стратиграфическое значение имеют главным образом фораминиферы и радиолярии. Фораминиферы используются для дробного (зонального) расчленения каменноугольных, пермских, мезозойских и кайнозойских отложений во многих районах СССР. По данным

А. В. Фурсенко [1959 г.], они наиболее обильны в карбонатных глинах, мергелях и органогенных известняках, несколько реже встречаются в глинах, глинистых и известковистых алевролитах, очень редко — в песках, песчаниках и гравелитах. Встречающиеся преимущественно в карбонатных осадках фораминиферы используются для корреляции и расчленения этих отложений во многих районах СССР.

Радиолярии используются главным образом в стратиграфии мезозойских отложений, но в последнее время установлено, что они могут найти применение и в стратиграфии палеозойских отложений, начиная с кембрия. По ним уже сейчас можно расчленить эти отложения до отделов, систем, иногда до ярусов. Особенно важное значение приобретают радиолярии при изучении кремнистых (яшмовых) толщ, в которых нередко являются единственными органическими остатками. Подробная методика отбора образцов на радиолярии приводится в работах А. И. Жамойды [1972], Б. Б. Назарова [1975 г.], Г. Х. Липман [1979 г.]. Остатки радиолярий встречаются во всех типах морских осадков, но наилучшей сохранности они бывают в глинистых сланцах, алевролитах и различных кремнистых породах с глинистыми или железистыми цветными примесями. Невооруженным глазом скелеты радиолярий обычно видны в виде мелких белых или темно-серых точек в сургучно-красных и розовых яшмах, в черных и темно-серых кремнистых алевропелитах. Для лучшей видимости радиолярий образцы можно смачивать водой и пользоваться лупой  $\times 10$ .

**Археоциаты.** Являются одной из важнейших групп фауны в биостратиграфии низов кембрия. До недавнего времени считалось, что они распространены главным образом в нижнем и в низах среднего кембрия, но встречаются в верхах среднего кембрия, в верхнем кембрии, ордовике и даже в силуре. В настоящее время большинство исследователей ограничивают распространение археоциат нижним кембрием и считают, что они окончательно вымерли к концу раннего кембрия. Археоциаты — строители органогенных построек и служат главным образом для корреляции и расчленения карбонатных отложений. Они используются для характеристики горизонтов и для дробного расчленения отложений на зоны в региональных схемах нижнего кембрия Сибири и других областей.

**Кишечнополостные.** Из этой группы наиболее важны кораллы, в меньшей мере строматопороидеи. Стратиграфическое значение этих групп, как правило, ограничивается региональными и местными схемами. В палеозое, начиная со среднего ордовика, для расчленения карбонатных и терригенно-карбонатных отложений служат табуляты, гелиолитиды и четырехлучевые кораллы (*Rugosa*). Первые две группы с успехом используются в стратиграфии среднего, верхнего ордовика и силура почти во всех регионах СССР — от Прибалтики до Северо-Востока.

Четырехлучевые кораллы приобретают большое значение начиная с девона и особенно в карбоне. По ним разработано детальное расчленение каменноугольных отложений, выделены зоны широкого географического распространения. В мезозое на смену палеозойским группам приходят шестилучевые кораллы. Они используются для расчленения некоторых терригенно-карбонатных и карбонатных толщ, а также биогермных построек юры, мела и палеогена Кавказа.

**Брахиоподы.** Это одна из наиболее распространенных групп ископаемой фауны. Наибольшее стратиграфическое значение имеют замковые брахиоподы, но в последнее время в связи с внедрением методов химического препарирования изучаются и беззамковые. Выделяющиеся при растворении карбонатных пород в уксусной или в других слабых кислотах, разнообразные по составу комплексы беззамковых брахиопод нередко служат для расчленения карбонатных отложений, лишенных другой фауны, в местных стратиграфических схемах. Замковые брахиоподы начиная с кембрия являются вспомогательной группой для обоснования возраста и корреляции отложений, а в ордовике и до конца палеозоя — одной из важнейших групп бентосной фауны, используемой в региональной стратиграфии. Они наряду с другими группами фауны служат основой для выделения горизонтов в региональных биостратиграфических шкалах ордовика, силура, особенно девона, карбона и перми.

В стратиграфии мезозоя брахиоподы играют меньшую роль и встречаются реже. Они используются здесь также главным образом для выделения горизонтов в пределах отдельных зоогеографических провинций.

**Моллюски.** Распространены также начиная с кембрия, но в отличие от брахиопод наибольшее стратиграфическое значение приобретают в конце палеозоя и в мезозое. В наиболее древних палеозойских отложениях — дотрилобитовых слоях кембрия — наряду с другими группами фауны встречаются хиолиты и хиолительминты, используемые для корреляции этих отложений.

Двустворчатые моллюски. Появляются еще в древнем палеозое и могут быть использованы для расчленения отложений с точностью до систем и отделов, а начиная с карбона применяются в детальной стратиграфии для расчленения угленосных отложений отдельных каменноугольных бассейнов. В мезозойских отложениях двустворчатые моллюски составляют обычно наибольшую часть фаунистических комплексов (исключение составляют лишь нижне- и среднетриасовые комплексы). При детальном изучении они служат для разработки региональных и особенно местных схем отдельных бассейнов седиментации и их частей. Такие группы двустворчатых моллюсков, как галобииды, монотиды для триаса, отапирии для верхнего триаса и нижней юры, митилоцерамы для средней юры, бухи-

иды для верхней юры и неокома, иноцерамы для мела, имеют очень большое значение и приближаются в этом отношении к такой архистратиграфической группе, как аммониты. По этим двустворчатым моллюскам в настоящее время разработаны автономные зональные шкалы, используемые в практической стратиграфии. Примером такой шкалы являются зональное расчленение верхней юры и неокома Северо-Востока СССР по бухиям и схема по иноцерамам верхнего мела для Северного полушария. Для целей региональной и местной стратиграфии большое значение имеют пектиниды, тригонииды и др.

**Брюхоногие моллюски.** Не играют существенной роли в биостратиграфии палеозоя и мезозоя и, как правило, используются лишь наряду с другими группами фауны для комплексного обоснования биостратиграфических подразделений мезозоя южных районов СССР и отчасти Дальнего Востока. Несколько большее значение они приобретают для кайнозоя.

**Головоногие моллюски.** Являются важнейшей группой фауны, на которой строится биостратиграфическое расчленение всех систем мезозоя.

В ордовике и силуре определенную роль для расчленения и корреляции региональных и местных стратиграфических подразделений наряду с другими группами фауны играют наутилоидеи, эндоцератоидеи и актиноцератоидеи, но они обычно не образуют разнообразных комплексов и в силу все еще недостаточной изученности не могут использоваться в детальной стратиграфии.

Гониатиты, несмотря на то что обычно встречаются не часто, представляют собой важнейшую группу фауны для стратиграфии девонской, каменноугольной и пермской систем. Их комплексы являются определяющими в характеристике большинства ярусных подразделений этих систем, а в некоторых случаях используются для их более дробного зонального расчленения. В стратиграфии верхнедевонских отложений наряду с гониатитами исключительное значение имеют климении. В верхах перми и в триасе, главным образом в нижнем и среднем, основная роль принадлежит цератитам, на смену которым начиная с верхнего триаса приходят аммониты. Для морских отложений мезозоя аммоноидеи являются главной группой фауны, позволяющей наиболее детально их расчленять, определять возраст и проводить широкие межрегиональные корреляции. На них строится зональное расчленение верхов перми, триаса, юры и мела крупных регионов СССР, отвечающих целым зоогеографическим провинциям и областям.

**Членистоногие.** Из этой группы важное стратиграфическое значение имеют трилобиты и остракоды. Первые обычно составляют значительную часть ископаемого бентоса кембрия и ордовика, вторые весьма многочисленны в микрофаунистических комплексах палеозоя и мезозоя.

**Трилобиты.** Это наиболее важная ортостратиграфическая группа для кембрия. На них базируется зональное расчленение всех биостратиграфических схем этой системы. В соответствии с намечающимся биогеографическим районированием существует ряд схем зонального расчленения кембрия по трилобитам: тихоокеанская (североамериканская), европейская, сибирская, австралийская, китайская и др. Корреляция этих шкал в силу эндемичности комплексов трилобитов все еще связана с определенными трудностями.

В ордовике трилобиты сохраняют свое значение в качестве важной составной части фаунистических комплексов, характеризующих региональные стратиграфические подразделения. В силуре и девоне трилобиты встречаются относительно редко и служат для дополнительного обоснования возраста некоторых стратиграфических подразделений.

**Остракоды.** Распространены во всех системах — от нижнекембрийских до современных отложений. Они встречаются как в нормально-морских осадках, так и в отложениях солоновато-водных и даже пресноводных внутриконтинентальных бассейнов. Определенное стратиграфическое значение остракоды приобретают начиная с ордовика, но особенно важны при корреляции и расчленении девонских и карбоновых отложений, в которых они чрезвычайно разнообразны и многочисленны.

По остракодам разработаны зональные схемы расчленения ордовикских, силурийских, девонских и карбоновых отложений Русской платформы, Урала, Сибири и Северо-Востока СССР, коррелирующиеся с подразделениями общей шкалы, но главным образом они служат для выделения и корреляции региональных и местных стратиграфических подразделений.

Исключительная способность многих представителей этой группы приспосабливаться к разнообразным условиям (эвритопность и эвригалинность) особенно важна при корреляции разнофациальных отложений, иногда даже морских и пресноводных. Мелкие размеры раковины этих организмов и обычно многочисленность в породе делают их незаменимыми в стратиграфии отложений, вскрытых бурением. Особое значение они приобретают в стратиграфии нефтеносных и газоносных структур и угольных бассейнов. Остракоды многочисленны в карбонатных, глинистых и песчаных разностях пород, часто видны невооруженным глазом или через лупу  $\times 10$  в виде небольших зернышек. Раковины лепердитид достигают 10 мм.

**Иглокожие.** В большинстве случаев они не имеют самостоятельного биостратиграфического значения из-за все еще слабой изученности. Проведенные в последние годы исследования стеблей морских лилий, которые часто встречаются во всех типах осадочных пород палеозоя и мезозоя, свидетельствуют о том, что они с успехом могут использоваться для корреляции местных стратиграфических подразделений и для обоснования



возраста с точностью до отделов систем и ярусов. Более определенные данные могут быть получены при изучении целых организмов — стеблей с чашечками, но последние редко сохраняются в ископаемом состоянии. Кроме того, для расчленения карбонатных верхнемеловых отложений большое значение имеют морские ежи, по которым могут быть выделены достаточно дробные биостратиграфические подразделения.

**Граптолиты.** Являются ортостратиграфической группой в ордовике, силуре и в нижнем девоне. По ним разработаны дробные схемы зонального расчленения общих стратиграфических подразделений, составляющие основу стратиграфии этих систем. Они используются также для корреляции и определения возраста главным образом терригенных осадков региональных и местных стратиграфических подразделений. Остатки этих организмов, встречающиеся в осадках открытых морских бассейнов, бывают особенно многочисленны в темных глинистых (граптолитовых) сланцах и часто образуют в них скопления на плоскостях напластования. Граптолиты встречаются также и в других типах терригенных, кремнистых и даже слоистых карбонатных пород. Находки граптолитов всегда представляют исключительный интерес, так как позволяют надежно коррелировать стратиграфические подразделения, в которых они встречаются, с соответствующими общими и региональными подразделениями. Обычно граптолиты бывают видны невооруженным глазом, но лучше их искать при боковом освещении и пользоваться полевой лупой.

**Конодонты.** Эта группа приобретает все большее значение в стратиграфии. Первые представители известны в среднекембрийских отложениях, последние — в меловых. Наиболее многочисленны и разнообразны конодонты в ордовикских, верхнедевонских и триасовых отложениях. По ним разработаны схемы зонального расчленения ряда систем палеозоя и мезозоя.

Конодонты встречаются во всех типах морских осадков: в терригенных, кремнистых и карбонатных отложениях. Наибольшее значение они имеют для расчленения карбонатных отложений, из которых извлекаются при растворении породы слабыми кислотами. В последнее время эти проблематичные остатки успешно изучаются и в тех случаях, когда они встречаются в терригенных и кремнистых осадках, в яшмах и фтанитах. Это открывает возможность использования рассматриваемой группы при изучении стратиграфии кремнисто-вулканогенных отложений, в которых обычно не встречаются другие органические остатки. Методика опробования разрезов на конодонты описана Т. В. Машковой [1972 г.], а также В. Н. Пучковым [1979]. В полевых условиях их можно обнаружить, если поверхности напластования глинистых и глинисто-кремнистых пород просматривать с помощью 7- или 10-кратной лупы, а полупрозрачные и прозрачные кремнистые породы — на просвет.

В том и в другом случаях поверхности образцов надо смачивать водой. Карбонатные породы опробуют на конодонты так же, как и на другие виды микрофауны.

**Остатки растений.** Имеют универсальное значение для стратиграфии отложений всех возрастов. Вымершие растения изучает палеоботаника, в настоящее время расчленившаяся на ряд разделов, сформировавшихся уже в самостоятельные науки, классифицирующиеся как по систематическим группам (микроскопические водоросли, высшие растения), так и по остаткам определенных частей растений (палеопалинология, палеоэкология, кутикулярный анализ, палеокарпология). Несмотря на большое распространение палеопалинологии в связи с ее универсальностью (нахождение спор и пыльцы почти во всех породах осадочного происхождения), все же пока основным и более точным остается изучение отпечатков растений, т. е. классическая палеоботаника.

**Отпечатки растений.** Обычно в виде отпечатков встречаются листья и побеги высших растений, которые поддаются наиболее точному определению. Но могут встречаться отпечатки (иногда с сохранением органического вещества в виде фитолейм или кутикулы) водорослей, грибов, мхов и т. д. Поскольку высшие растения распространены в основном на суше, их остатки (отпечатки) могут иметь значение для стратиграфии континентальных отложений среднего, верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Особенно велико их значение при изучении угленосных отложений. Отпечатки растений встречаются и в прибрежно-морских отложениях, иногда вместе с остатками животных (рыб, моллюсков), что дает большие возможности для установления возраста и корреляции морских и континентальных осадков.

**Палеопалинология.** Как было отмечено выше, палеопалинология является универсальным методом, так как пыльца и споры, продуцируемые растениями в огромных количествах, разносятся ветром и другими агентами на большие расстояния и могут попадать в морские бассейны, захороняться там вместе с морскими организмами и служить хорошими критериями для корреляции вообще и корреляции морских и континентальных толщ в частности. Использование метода нередко осложняется случаями переотложения пыльцы и спор, вмыва в более древние осадки. Несвершенство этого метода заключается также в недостаточно точном (чаще до рода) определении ископаемых объектов. Чтобы устранить этот недостаток, необходимо организовать изучение пыльцы и спор современных растений как материала для сравнения. Несмотря на эти недостатки, палеопалинология позволяет коррелировать отложения от докембрия до четвертичного периода.

**Палеокарпология.** Этот метод завоевывает все большую популярность и приобретает важное значение. Судя по на-

званию, палеокарпология должна была бы иметь своим предметом изучение плодов. Однако она занимается в равной степени изучением семян и даже мегаспор папоротникообразных. Возрастной диапазон применения этого метода пока ограничен. В палеозое и мезозое встречается весьма мало образований, которыми занимается палеокарпология. Наиболее применима палеокарпология для изучения неогеновых и четвертичных отложений. Уже довольно хорошо известны неогеновые флоры (изученные по плодам и семенам) ГДР, ФРГ, а также европейской части СССР и Западной Сибири. Трудности метода заключаются (так же, как и предыдущего) в возможности переотложения и смешения разновозрастных комплексов.

Палеоксилология и кутикулярный анализ. Пока эти методы не вышли из состояния накопления фактического материала. Однако в будущем стратиграфическое значение их бесспорно. В настоящее время крупные работы по кутикулярно-эпидермальному анализу и палеоксилологии вышли в ФРГ. Исследования по обоим направлениям ведутся также в Чехословакии, Индии и СССР.

Водоросли микроскопические. В основном изучаются диатомовые, золотистые и жгутиковые водоросли, объединяемые общим понятием «нанопланктон», и докембрийские водорослевидные образования. Диатомовый анализ имеет большое значение для стратиграфии кайнозойских отложений всех частей света. Дазикладиевые водоросли широко представлены во всех геологических периодах, начиная с кембрия. Пояс их существования в Евразии в кембрии и силуре располагался в Якутии, Прибалтике и Скандинавии, т. е. в пределах  $45-65^{\circ}$  с. ш., а в Северной Америке в пределах  $30-45^{\circ}$  с. ш. В меловой период распространение дазикладиевых было подобно современному.

Большое стратиграфическое значение в настоящее время приобретают и другие представители нанопланктона, например акритархии, особенно для древних (докембрийских и палеозойских) отложений. Некоторые представители нанопланктона имеют большое значение для расчленения кайнофитных отложений наряду с фораминиферами и радиоляриями.

В последние годы приобрел важное стратиграфическое значение известковый нанопланктон. Под известковым нанопланктоном понимаются разнообразные планктонные организмы или их скелетные остатки размером до  $30-50$  мкм. Редкие находки нанопланктона известны уже с палеозоя. Повсеместно он появляется в юре и достигает расцвета в мелу и кайнозое. Нанопланктонные зональные шкалы мела, палеогена и неогена по детальности и надежности сравнимы со шкалами, основанными на планктонных фораминиферах, и уверенно позволяют производить расчленение и глобальную корреляцию морских отложений. Например, общий видовой состав палеогенового наноплан-

ктон Северного Кавказа и его стратиграфическое распределение таковы же, как и в других районах Мира, а в карбонатных фациях палеогена на юге СССР по нанопланктону выделены зональные подразделения общей шкалы.

Отбор образцов на нанопланктон производится из карбонатных отложений. Наиболее благоприятны для нанопланктона тонкозернистые мягкие карбонатные породы. Для изучения собственно нанопланктона достаточен образец неветрелой породы массой 2—3 г (с учетом последующего сохранения части его для хранения). Обычно пробу на нанопланктон отбирают одновременно со взятием образца на микрофауну.

Вопросов методики отбора и изучения нанопланктона касаются в своих работах И. А. Шамрай [1963 г.], Н. Г. Музылев [1977 г., 1980 г.], В. Н. Пучков [1979] и другие исследователи.

#### 4.1.5. НЕКОТОРЫЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПОИСКАМ И СБОРАМ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ

Любые новые находки органических остатков в отложениях, в которых ранее они не встречались или были представлены малораспространенными комплексами, имеют исключительно важное значение для стратиграфии. Нередко это приводит к существенной перестройке сложившихся представлений об истории развития даже крупных областей, геологическое строение которых, казалось бы, достаточно хорошо изучено. В этом отношении показательна история изучения раннегеосинклинальных кремнистых и кремнисто-вулканогенных толщ, широко распространенных в палеозойдах Казахстана и Средней Азии. До последнего времени в них не удавалось обнаружить достаточно представительные комплексы органических остатков и по общегеологическим соображениям, формационным особенностям и тектоническим построениям эти отложения относили к докембрию или к кембрию и так показывали на всех геологических картах, в том числе и крупного масштаба. Только в 70-е годы после находок в них конодонтов стало очевидным, что большинство этих отложений относится к нижнему и среднему ордовику. Таким образом, по существу, случайное открытие конодонтов впервые позволило упорядочить стратиграфию этих отложений и привело к ломке многих укоренившихся представлений о геологическом строении обширных областей и в результате к новым металлогеническим построениям.

Успех поисков и сборов органических остатков, различных в породе невооруженным глазом (макрофауны), зависит главным образом от тщательности наблюдения, терпения и внимательности исследователя и в большей мере от того, насколько занимающийся этим представляет себе, что он хочет найти и собрать, в каких породах чаще всего встречаются соответствующие остатки.

Главные требования при этом сводятся к следующему.

1. Сборы палеонтологических материалов должны быть по возможности исчерпывающими. Это значит, что их надо продолжать до тех пор, пока в данном обнажении или в слое перестанут попадаться новые формы.

2. По каждой из обнаруженных форм необходимо собрать такой материал, чтобы не только иметь возможность составить полное представление о ее строении, но и изучить с использованием методов статистического анализа. Это достигается массовостью сборов.

3. Сборы органических остатков по разрезу должны быть такими, чтобы представительными комплексами были охарактеризованы каждый слой и каждая литологическая разновидность разреза. Все найденные органические остатки необходимо строго увязывать со стратиграфическими подразделениями, принятыми для расчленения разреза. Органические остатки, собранные из изолированных обнажений, должны иметь такую географическую привязку, чтобы сборы можно было повторить.

4. Сборы остатков организмов в достаточно мощной, однородной по составу толще надо производить по таким интервалам, чтобы не пропустить рубежей изменения состава комплексов, появления или исчезновения отдельных таксонов. Существенную пользу в таких случаях могут оказать предварительная разбивка и маркировка однородного разреза на метры (или другие метрические единицы) с последующей привязкой сборов к расстояниям от почвы стратиграфического подразделения или от выбранного репера.

5. При сборах остатков фауны или флоры необходимо тщательно отмечать все особенности их захоронения: сохранность, свидетельства прижизненного захоронения или следы транспортировки и переотложения, ориентированность в осадке, сортировку и др. Впоследствии все эти особенности могут оказаться полезными не только для расчленения и корреляции отложений, но и для палеогеографических реконструкций.

6. Необходимо фиксировать все особенности отложений, из которых собираются остатки фауны или флоры (состав, текстуру и т. д.), главным образом признаки, позволяющие судить также о характере захоронения и среде обитания соответствующих организмов.

При отборе образцов на микрофауну необходимо знать заранее, в каких породах эти остатки могут быть встречены чаще и в больших количествах. При этом обычно руководствуются следующими общими положениями.

1. Образцы берут в разрезах послойно снизу вверх из всех разновидностей горных пород. В каждом слое при достаточной его мощности необходимо взять образцы в подошве пласта, середине и у кровли. Особенно часто надо отбирать образцы у контактов предполагаемых стратиграфических границ. Масса

образца должна быть 100—200 г. Разрезы, изучаемые впервые, описываются с частым отбором (через 0,5—1,0 м) образцов массой не менее 200—500 г. Частота отбора зависит от мощности пласта или толщи. В платформенных областях из пластов небольшой мощности образцы отбирают через 2—5, в крайнем случае через 10 м, в складчатых — через 10—15, а иногда и через 50 м.

2. Образцы должны быть взяты из отложений на невыветрелых участках. Иногда в результате неравномерного выветривания пород видимые простым глазом или в лупу раковины выступают над поверхностью породы, не теряя с ней связи. В этих случаях следует взять образец и из выветрелой части слоя. Если порода твердая, кроме образцов берут осколки для палеонтологических шлифов (на радиолярии, фораминиферы) размером 3 × 3 см. Несколько осколков следует взять для контрольных шлифов.

3. При отборе из керна буровых скважин образцы необходимо тщательно очищать от примазок глинистого раствора; для исследования лучше использовать среднюю часть керна.

По ходу отбора образцы макро- и микрофауны этикетуют; в этикетках обязательно указывают местонахождение разреза (скважины), номера разреза (скважины), слоя и образца. В полевой пикетажной книжке необходимо отмечать, из каких слоев отобраны образцы или шлифы. Образцы и шлифы фиксируют в общем каталоге, где указывают предмет исследования (брахиоподы, фораминиферы, радиолярии и т. д.) и другие необходимые данные.

При направлении собранных коллекций макро- и микрофауны на определение желателен размещением их у специалистов, изучающих соответствующие группы фауны и флоры того региона, к которому принадлежит район исследований.

В заключение следует отметить, что для получения биостратиграфическим методом желаемых результатов необходимо выявить, собрать и изучить представительные коллекции органических остатков. Массовые сборы и изучение их с использованием всех современных биологических методов значительно повышают точность и определенность выводов по основным вопросам стратиграфии, т. е. по степени расчлененности разрезов и надежности корреляции стратиграфических подразделений.

При использовании в биостратиграфии результатов палеонтологических определений необходимо критически их оценивать. Обработка и монографическое описание фауны, детализация стратиграфических, экологических и палеонтологических данных нередко приводят к переопределению или к новым выводам о стратиграфическом диапазоне тех или иных таксонов, об их географическом распространении, следовательно, к новым стратиграфическим построениям. Используя для палеонтологической характеристики стратиграфических подразделе-

ний старые списки фауны или флоры, необходимо привести их в соответствие с современными наименованиями таксонов.

Сложившееся многообразие представлений об объемах большинства стратиграфических подразделений, обусловленное либо разным подходом к их выделению, либо различными фактическими материалами, положенными в их основу (например, разные группы фауны или флоры), неминуемо приводит к разным корреляционным построениям. Все это необходимо учитывать при оценке комплексов ископаемых и в случае корреляции стратиграфических схем различных регионов или же схем, составленных в разное время, чтобы прийти к наиболее объективным и правильным выводам.

Разнообразные случаи, осложняющие применение палеонтологического метода в стратиграфии, обстоятельно рассмотрены Д. Л. Степановым и М. С. Месежниковым [1979], которыми все эти случаи подразделяются на две категории. Первая категория — случаи, связанные с особенностями формирования самой биоты. К их числу относятся явления параллелизма, гомеоморфии, конвергенции, эндемизма и др., вторая — случаи, связанные с переносом, переотложением органических остатков в процессе их захоронения или формирования породы.

Во всех указанных случаях возможные ошибки сводятся либо к неверному определению возраста отложений, либо к искажению стратиграфического положения органических остатков или их комплексов. То и другое приводит к неверным сопоставлениям отложений. Возможность ошибок, связанных с первичными особенностями комплексов органических остатков, с кажущимися аномальностями в их сочетании, оценивается обычно палеонтологами, которые изучают эти остатки. Вторая группа ошибок, связанная с особенностями переноса и захоронения органических остатков, может быть оценена как самими палеонтологами, так и стратиграфами, а также геологами, занимающимися стратиграфией.

## 4.2. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД

Литологические критерии являются ведущими при установлении границ и определении объема местных стратиграфических подразделений, картируемых при крупномасштабной геологической съемке, так как только они, как правило, содержат наглядные, хорошо устанавливаемые непосредственно в поле признаки, по которым выделяются и прослеживаются эти подразделения. Однако с учетом одного из главных правил составления геологических карт областей развития осадочных толщ — изображение выходов на земную поверхность разновозрастных образований — литологические критерии для получения примерно изохронных границ необходимо применять комп-

лексно и во взаимосвязи со всеми другими корреляционными признаками, в первую очередь палеонтологическими.

Принципиальная возможность выделения примерно изохронных границ местных стратонов — свит и серий — обеспечивается объективным существованием крупной периодичности и неповторимостью эволюции осадконакопления, закономерной сменой внутри циклов динамических комплексов или трансгрессивной, инундационной, регрессивной и эмерсивной стадий, отвечающих по объему этим подразделениям, а также наличием более мелких циклов внутри названных стадий (см. раздел 4.2.7).

К числу основных литологических критериев относятся: изменения в разрезах осадочных толщ петрографических типов пород и их минералогических особенностей, характера слоистости и других текстурных параметров, первичной окраски, состава конкреций, остатков организмов; изменения характера цикличности строения разреза; наличие перерывов осадконакопления и, как обобщение всех этих данных, смена литогенетических типов отложений, обусловленная сменой соответствующих им фациальных обстановок. Палеонтологические остатки при литологическом расчленении разрезов и выделении местных стратонов используются главным образом в качестве характерного компонента вещественного состава пород и одного из наиболее важных показателей палеогеографических условий осадконакопления.

В практике геологосъемочных работ литологические критерии расчленения нередко сводятся лишь к обобщенным различиям петрографического состава смежных толщ. Подобное обеднение литологического метода приводит к значительным ошибкам при прослеживании местных подразделений. Согласно «Стратиграфическому кодексу СССР» [1977] основным видом местных стратонов являются свиты, которые объединяются в серии, комплексы и делятся на подсвиты. Объемы этих подразделений не зависят от масштаба исследований, и их мощности могут превышать пределы, обусловленные масштабом геологической съемки. В этих случаях возникает необходимость в выделении более дробных, вспомогательных единиц — слоев, пакетов, пачек и др.

Общей особенностью местных подразделений является их внутреннее единство — принадлежность к какому-либо литогенетическому типу отложений и соответственно к определенной фациальной палеообстановке, по смене которых и проводятся границы этих подразделений. В иерархической системе местных стратонов должны иметь место преемственность и последовательная детализация литолого-фациальных признаков, по которым устанавливается каждое из подразделений. Не останавливаясь на критериях выделения крупных стратонов — комплексов и серий, роль которых для стратиграфической основы



крупномасштабных геологических карт, как правило, незначительна, рассмотрим их применительно к свитам и более крупным единицам.

В достаточно контрастных разрезах осадочных и вулканогенно-осадочных толщ платформенных областей, краевых прогибов и межгорных впадин, характеризующихся многопорядковой цикличностью, свиты выделяются как элементы крупных (обычно это 3-й порядок, считая от элементарных) циклитов, как комплекс отложений, сформировавшихся в определенной фациальной зоне палеобассейна седиментации. В платформенных областях это могут быть характеризующиеся определенным набором литогенетических типов пород зоны глубокого шельфа, открытого или закрытого мелкого шельфа, отмельной области, лагуны; в межгорных впадинах — зоны аллювиальной равнины, озерной области, внутриконтинентального моря (озера), открытого мелкого моря [Силур Сибирской платформы, 1979—1982 гг.]. Подсвиты выделяются по подчиненным основному признаку критериям, например в терригенной свите, сформировавшейся в условиях аллювиальной равнины, по преобладанию русловых отложений в нижней ее части. Пакеты могут быть выделены в объеме элементарных или мезоциклитов, включающих в себя в данном случае русловые, пойменные и озерные отложения. В пачки могут быть выделены элементы этих циклитов. И чем подробнее подразделение, тем более однородно оно в фациальном и литологическом отношении.

Мощные толщи геосинклинальных областей, перикратонных и других прогибов могут быть расчленены как по вышесказанным принципам, так и по наличию маркирующих горизонтов. Последний способ считается ведущим для монотонных толщ без четко проявленной цикличности строения. Выявление литолого-фациальных различий, сколь незначительны бы они ни были, всегда существенно облегчает опознание свит. Так, например, в монотонной толще органогенно-детритовых известняков могут быть выделены свиты, различающиеся текстурными признаками пород, в частности свита крупнокомковатых и свита слоисто-комковатых известняков с многочисленными следами жизнедеятельности организмов. Толща граптолитовых сланцев расчленяется на свиты по степени известковистости, вариациям в интенсивности окраски и т. п. Маркирующими горизонтами могут служить любые хорошо опознаваемые, выдержанные по простиранию, маломощные слои, существенно отличающиеся от основной массы пород, например слои бентонитов, пачки известняков в толщах иного состава, слои, резко обогащенные остатками макрофауны и т. п.

Перечисленные литолого-фациальные способы расчленения разрезов применимы, однако, не во всех случаях. Встречаются иногда столь однообразные по строению мощные толщи кремнистых, терригенных или карбонатных пород, в которых выде-

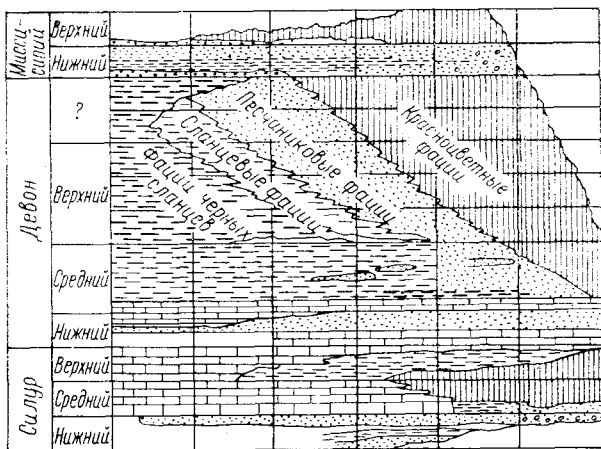


Рис. 4.18. Схема соотношения девонских фаций в штатах Огайо, Пенсильвания и Нью-Йорк (США), обусловленного «трансгрессией во времени» (по М. Уэллеру [Weller M., 1960 г.]).

ление свит невозможно. В качестве картируемых местных стратонтов в них могут быть установлены либо зоны по биостратиграфическим (обычно микропалеонтологическим) данным, либо толщи по геохимическим, геофизическим и другим критериям.

В зарубежной геологической практике, особенно американской, в качестве картируемых местных стратиграфических единиц широко используются формации, выделяющиеся исключительно по литологическим признакам. По определению Х. Хедберга [1978, с. 53], эти формации «...секут временные границы, границы распространения ископаемых организмов и границы других стратиграфических подразделений», т. е. имеют различный возраст в разных местах распространения и, таким образом, казалось бы, принципиально отличаются от свит. В подтверждение этого положения обычно приводятся схемы с изображением возрастного скольжения формаций в пределах отделов или даже систем (рис. 4.18).

Столь значительная миграция фаций происходит, как правило, на большой территории, охватывающей целиком геосинклинальный прогиб или значительную часть платформенного седиментационного бассейна вкрест простираения фациальных зон. Кроме того, в качестве формаций при этом выделяются весьма сложные по составу толщи определенных петрографических типов отложений, которые в ряде случаев вполне могут быть расчленены по направленности изменения комплекса седиментационных признаков, по маркирующим горизонтам и т. д. К. Данбаром и Дж. Роджерсом [1962], в частности, отмечается, что «переход от скользящих во времени литологических форма-

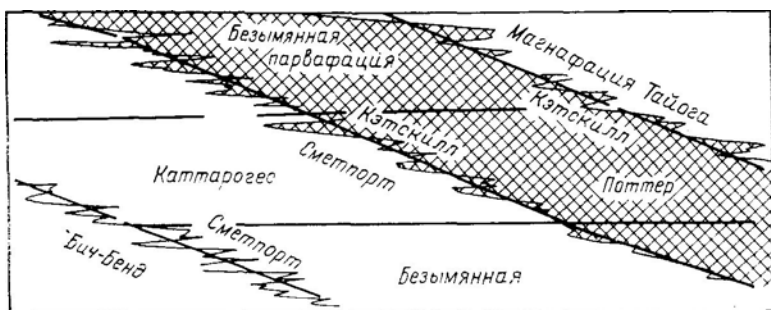


Рис. 4.19. Соотношение магнафаций и парвафаций в девонских отложениях Пенсильвании, США (по К. Кастеру [Мур Р., 1953 г.]).

ций к формациям, выделенным по маркирующим горизонтам, приблизительно соответствующим определенным отрезкам времени, вероятно, закономерен и будет осуществляться по мере расширения наших знаний отдельных районов». Аналогичный подход развивался еще в 30-е годы К. Кастером, который выделил в верхнем девоне Пенсильвании секущие возрастные уровни магнафации и примерно отвечающие хроностратиграфическим интервалам парвафации (рис. 4.19). Именно эти формации 2-го рода и парвафации, являясь подразделениями более детального и комплексного обоснования, могут быть приравнены к свитам и их более дробным подразделениям.

В практике работ американских геологов при крупномасштабном картировании, сопровождающемся тщательными литологическими и палеонтологическими наблюдениями, существенного скольжения во времени однородных по составу формаций во многих случаях не обнаруживается. Примером может служить корреляция сложного разнофациального комплекса девонских формаций гамилтонской группы в штате Нью-Йорк (рис. 4.20), проведенная на расстоянии свыше 400 км. На западе этой области, у оз. Эри, девонские отложения представлены маломощной (100 м) толщей морских глинистых пород и известняков, а на востоке, в долине Унадилла, — преимущественно терригенными морскими и континентальными отложениями (800 м).

Сказанное не означает, что диахронность литологических границ стратонов, даже весьма детально изученных, не имеет места. Диахронность закономерна, однако интервал неоднородности, не улавливаемый в различиях литологических особенностей толщ, не превышает обычно длительности формирования одной или нескольких зон, весьма редко яруса. Ряд показательных примеров этого приведен в работе Д. Л. Степанова и М. С. Месежникова [1979]. Осадочные толщи, характеризующиеся более значительными изменениями возраста в силу

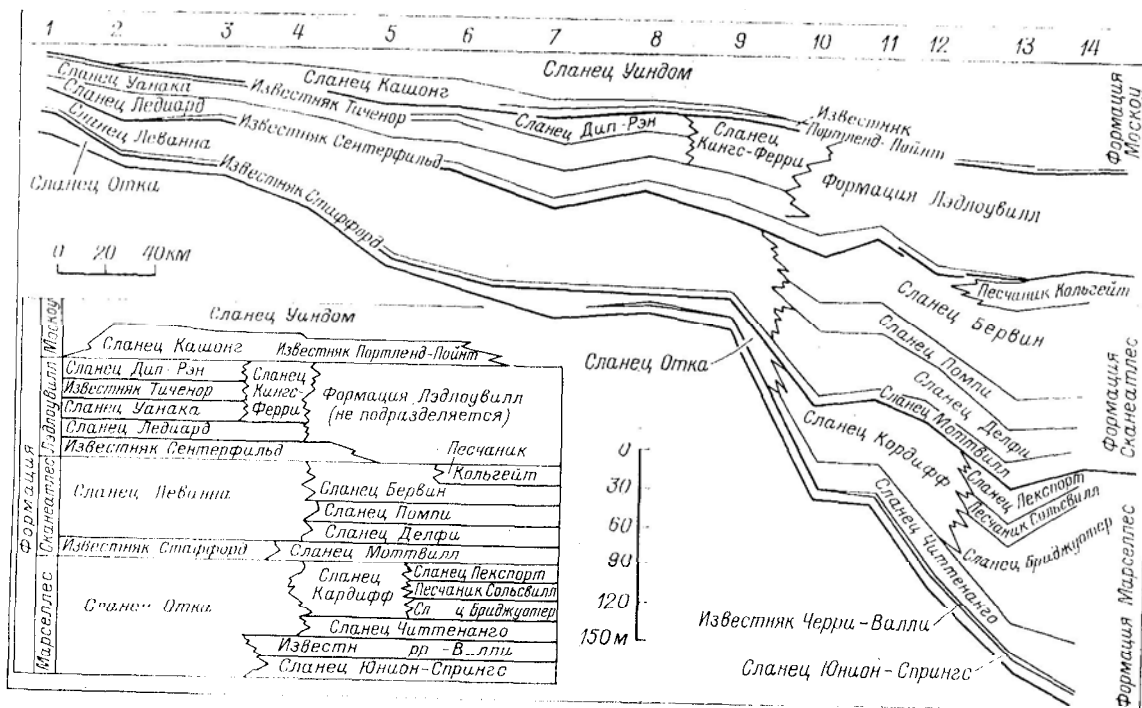


Рис. 4.20. Схема подразделений гамльтонской группы штата Нью-Йорк (США), показывающая, как фацальные изменения выражаются в стратиграфической классификации (по Г. А. Куперу [1930 г.]).

Корреляция дана внизу слева. Указаны изменения мощности и литологического состава подразделений между оз. Эри (разрез № 1 — шифры вверху схемы) и долиной Уиндидила (разрез № 14) в штате Нью-Йорк. Фацис в этой работе понимаются как латеральные разновидности стратиграфических подразделений.

Ярус	Междуречье Аксу - Байлак (горы Акташ)	Междуречье Даялак - Ашмеш (горы Алашкентая)	Междуречье Исфара - Карзиглак (горы Тешкиташ - Каваташ - Кызылжак)	Междуречье Исфара - Сох (Акташ - Туркала)	Междуречье Кшемыш - Сох (горы Ахунтау)	Междуречье Сох - Шахмардан (горы Шивалтау - Каравадан - Курсала)	Междуречье Шахмардан - Исфара (горы Бельмазар и Оджалыес)	Междуречье Сох - Исфара (жу от Кадыржанской и Охтинской впадин и от гор Бельмазар)	Междуречье Шахмардан - Ашбир (горы Аралак - Борды - Казван - Чимкитаяу)	Индексы свит в легенде серии геологических карт	
Московский, верхний подъярус										Т о л у б а и с к а я с в и т а	$C_2m_{1-2}l(C_2m_{1,2}l, C_2m_{2,2}l)$
Московский, нижний подъярус										К а у з а н с к а я с в и т а	$C_2b_2-m_2k(C_2b_2-m_2k, C_2m_{1,2}k, C_2m_{1,2}k)$
Башкирский										Г а з с к а я с в и т а	$C_1s-C_2mg(C_1s, C_2b_2g, C_1s-C_2b_2g)$
Серпуховский										е ш к а л у т р е к а я с в и т а	$C_1v-sp(C_1v, s, C_1vp)$
Визейский										К а р а д а в а н с к а я с в и т а	$C_1t-vk(C_1t-v, C_1tk)$

Рис. 4.21. Возрастное скольжение границ свит нижнего и верхнего карбона в карбонатных разрезах алайского типа. Туркестанский и Алайский хребты (по В. И. Котельникову, Ю. С. Биску [1983 г.]).

уже отмечавшейся эволюционной неповторимости осадконакопления, могут быть расчленены по разрезу на приблизительно изохронные части.

Для изображения на геологических картах однородных в литологическом отношении свит (подсвит) с установленной диахронностью границ [Котельников В. И., Бискэ Ю. С., 1983 г.] целесообразно ввести в легенду индексы этих подразделений, отражающие полный интервал возрастных вариаций положения их границ с перечислением в скобках конкретных индексов в том или ином районе. Последние проставляются в соответствующих контурах карты (рис. 4.21).

Приемы описания и изучения литологических характеристик осадочных толщ даны в ряде фундаментальных работ [Методические указания, вып. 1, 1969; Рухин Л. Б., 1969; Стрехов Н. М., 1963; Ботвинкина Л. Н., 1962; Sloss L. L., 1951; Pettijohn F. J., 1981, и др.] и в настоящем разделе не приводятся. Здесь целесообразно рассмотреть лишь их роль при выделении тех или иных видов стратиграфических подразделений.

#### 4.2.1. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Петрографический состав отложений — это одна из главных характеристик, по которой проводится выделение местных стратиграфических подразделений. Нет необходимости пояснять, что на самостоятельные единицы могут быть расчленены залегающие одна на другой толщи, например, песчаников, алевролитов и глин, известняков и мергелей, гипсов и доломитов.

При более сложном петрографическом составе смежных толщ, и особенно при наличии постепенных переходов между ними, проведение границ связано с определенными трудностями. Наиболее часто границы местных подразделений проводятся по появлению каких-либо характерных петрографических разновидностей пород, например комковатых детритовых известняков в толще слоистых микрозернистых известняков и аргиллитов, глауконитовых песчаников в песчано-алевролитовой толще и т. д. Слой, по которому проводится граница, должен легко опознаваться в поле и хорошо прослеживаться. В силу этого он не всегда соответствует первому появлению в разрезе данной петрографической разновидности. Переходную пачку, где уже наблюдаются отдельные элементы нового состава, принято относить к нижнему из двух смежных подразделений.

В циклично построенных толщах стратиграфическое разграничение местных стратонов может проводиться по изменению соотношений петрографических типов пород в составе элементарных циклитов. Четкого разграничения степени литологических отличий для выделения разных таксонов местных подразделений привести нельзя, они специфичны для различных типов отложений разных геоструктурных зон.

## 4.2.2. СЛОИСТОСТЬ

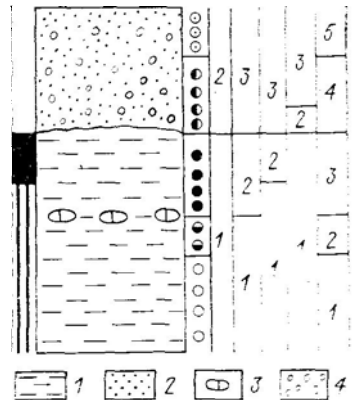
Слоистость также служит одним из основных критериев расчленения и прослеживания осадочных толщ. Под слоем понимается геологическое тело, сложенное петрографически однородным материалом, ограниченное более или менее плоскими поверхностями наслонения. Однородность петрографического состава в пределах слоя относительна. От подошвы слоя к его кровле могут наблюдаться постепенные изменения, например уменьшение гранулометрического состава от песчаного до алевритового, смена биоморфного известняка органогенно-детритовым и т. д. Кроме того, в связи с появлением локальных факторов могут встречаться прослой иного петрографического состава или структуры, например линзочки ракушняка в хемогенном известняке, возникновение которых обусловлено донными течениями, или прослой и линзы глин и алевролитов в русловом песчанике, связанные с существованием местных участков спокойного осадконакопления.

Мощность слоев может быть различна — от первых сантиметров до 5 м и более, но обычно не превышает 1 м. Различно и распространение их по площади — от сотен метров для континентальных отложений и до сотен километров для морских, особенно по простирацию фациальной зональности. Мощность прослоев незначительна (обычно доли и первые сантиметры). По площади они не выдержаны.

Нельзя признать целесообразным выделение слоев по совершенно различным признакам, в зависимости от детальности и целей исследования, как это рекомендуют, например, Д. Л. Степанов и М. С. Месежников [1979] (рис. 4.22). Правильнее, по-видимому, интервалы разреза, объединенные какими-либо минералогическими признаками, содержащие определенные остатки организмов, полезные ископаемые и т. п., именовать тер-

Рис. 4.22. Различные способы расчленения разреза на слои в зависимости от целей и детальности исследования (по Д. Л. Степанову и М. С. Месежникову [1979 г.]).

Слева от колонки показан минеральный состав глин (заливка — монтмориллонит, светлое — смешанослойные минералы), справа — различные комплексы фауны.  
1 — глина; 2 — песок; 3 — карбонатные конкреции; 4 — фосфоритовые стяжения.



минами свободного пользования — пласты, толщи, горизонты определенного состава и привязывать их к слоям как естественным элементарным подразделениям осадочных толщ. Это особенно важно при изучении стратиграфических разрезов.

Главным в определении границ слоя является наличие четких поверхностей наложения. Образование этих поверхностей связано в большинстве случаев с механизмом элементарных колебательных движений, проявляющихся во времени неравномерно. Накопление слоя отвечает относительно стабильному этапу осадконакопления, а образование поверхности наложения — быстрому скачкообразному изменению условий седиментации. Эти изменения могут быть обусловлены либо сменой характера бассейна (например, осолонением его в результате изоляции от открытого моря), либо быстрой миграцией по площади фациальных зон в процессе передвижения береговой линии и, как частный случай, перерывами в осадконакоплении.

Такой механизм слоеобразования впервые описан в 1914 г. А. А. Иностранцевым и подробно рассмотрен в 1955 г. Н. Н. Форшем на примере пермских отложений Приуралья Краевого прогиба. Слоистость, обусловленную изменениями характера бассейна, Н. Б. Вассоевич [1950 г.] назвал мутационной, а связанную с миграцией береговой линии — миграционной. Многими исследователями [Степанов Д. Л., Месежников М. С., 1979, с. 50] описанные выше способы слоеобразования противопоставляются принципу Н. А. Головкинского о возрастной миграции граничных поверхностей геологических тел. Это не совсем точно. Н. А. Головкинским рассматривается возрастная миграция не слоев, а литологически однородных пачек пород, латеральные границы которых имеют «неравномерно зубчатое строение», и «зубцы эти чрезвычайно острые и вытянутые». Для разновозрастных слоев Н. А. Головкинским, наоборот, подчеркиваются постепенные переходы одного пласта в другой. Таким образом, работы А. А. Иностранцева и Н. Н. Форша не противоречат, а, скорее, развивают положения Н. А. Головкинского. Постепенность перехода по латерали одного слоя в другой, естественно, имеет место при отсутствии эрозийных контактов и не исключает выклинивания отдельных слоев при приближении к области сноса.

Рассмотренная концепция слоеобразования открывает большие возможности для катенного анализа (от греч. «катена» — цепь), позволяющего преодолеть фациальные барьеры и по-слойно сопоставлять отложения разных фациальных зон, прослеживая разновозрастные, но различные по составу катены слоев. Для проведения такого анализа необходимы по-слойное описание и сопоставление полных разрезов изучаемого стратиграфического интервала в пределах всей его мощности, а не по отдельным маркирующим горизонтам, комплексность наблюдений с учетом изменения всех литологических особенностей, ха-

рактера захоронения органических остатков. В силу значительной трудоемкости эти работы не могут быть рекомендованы для массового применения при геологической съемке, но обязательно должны использоваться при изучении районов составления опорных разрезов и для решения ряда специальных задач, например для палеотектонического структурного анализа в нефтегазоносных провинциях, прослеживания и выявления закономерностей в распределении осадочных полезных ископаемых и т. д. Примером такого рода исследований является проведенное Н. Н. Форшем в 1953, 1955 гг. послойное сопоставление разрезов верхнепермских отложений Приуральского прогиба, в результате которого была не только создана детальная стратиграфическая схема, но и выявлен ряд нефтегазоносных структур.

Различия в характере слоистости смежных толщ, обусловленные изменениями тектонического режима и обстановок осадконакопления, обычно устойчиво сохраняются в пределах одной или даже нескольких структурно-фациальных зон. Это позволяет широко использовать их для выделения и прослеживания местных подразделений при геологической съемке. Так, например, граница массивных или грубослоистых известняков пешкаутской свиты и тонкослоистых известняков с кремнями газской свиты карбона Туркестано-Алайской области прослеживается на сотни километров (см. рис. 4.21). Обе свиты хорошо палеонтологически охарактеризованы, что позволяет оценить степень диахронности этой границы — возрастное колебание ее составляет часть серпуховского века.

Помимо изложенной выше трактовки слоистости как текстуры осадочных толщ, т. е. способности делиться на слои, под слоистостью понимается также внутренняя текстура слоев, для которой Н. Б. Вассоевичем [1948] были введены специальные термины «слоичатость» и «слоеватость», к сожалению, широко не принятые до сих пор в практике геологических работ. Слоичатость представляет собой первично-горизонтальное или наклонное расположение слойков и их серий в пределах слоя. Возникновение слойков обусловлено изменениями динамики осадкообразующих факторов и скорости течений, сезонных климатических колебаний температур, водотока и т. п. Выделяются разнообразные типы косой и горизонтальной слоичатости, характеристике и генетической интерпретации которых посвящена обширная литература. Следует, однако, отметить, что только по слоичатости однозначно могут быть установлены эоловая или водная среда осадконакопления и гидродинамическая обстановка последней, а дальнейшая более детальная палеогеографическая интерпретация возможна лишь по комплексу признаков.

Слоеватость проявляется в петрографически однородных слоях и выражается в различной наклонной или горизонтальной



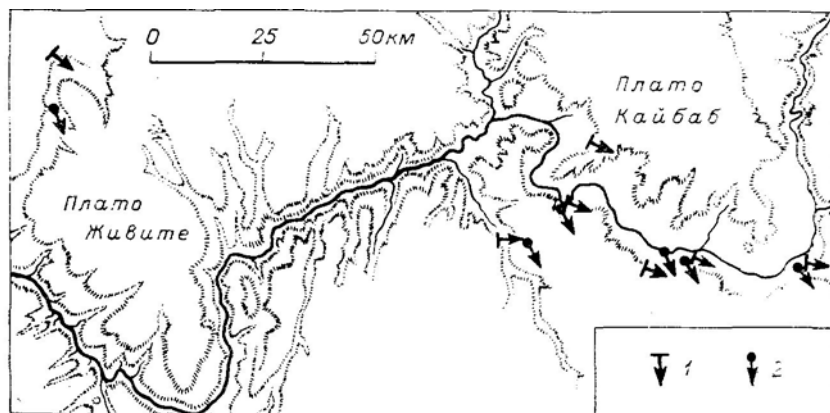


Рис. 4.23. Средние направления косої слоистости в верхней (1) и нижней (2) частях формации Супай. Большой Каньон, США (по Э. Мак-Ки [1940 г.]).

ориентировке уплощенных компонентов породы: галек конгломератов, слюдистых минералов, растительного детрита, скелетных обломков организмов и др. Учет слойчатости и слоеватости при стратиграфических исследованиях позволяет предвидеть степень выдержанности по площади тех или иных слоев, оценивать направленность фациальных изменений и, наконец, выделять местные подразделения по этим признакам. При изучении лагунно-континентальных толщ, например, бросающиеся в глаза мощные пласты косослоистых песчаников являются весьма непостоянным членом разреза, а ритмично построенные



Рис. 4.24. Направление движения течений, указываемое знаками ряби в глинисовой формации Моеккопи. Большой Каньон, США (по Э. Мак-Ки [1940 г.]).

В каждой местности бралось по 30 отсчетов (длина каждой линии указывает процент отсчетов, приходящихся на направление, указываемое линией). А, Б — крас. оцветные горизонты: А — нижний, Б — верхний.

горизонтальнослоистые озерные, пойменные и лагунные отложения хорошо поддаются корреляции. Практический выход из этого положения при описании обнажений такой: необходимо проследить непрерывные разрезы за пределами эрозионных врезов русловых песчаников. Другим примером может служить расчленение по характеру слоистости монотонных сульфатно-доломитовых толщ. В верхнем силуре — нижнем девоне Сибирской платформы, в частности, на десятки тысяч квадратных километров прослеживаются свиты толстослоистых массивных или брекчиевидных доломитов и тонко-горизонтальнослоистых доломитов с маломощными прослойками гипсов.

Статистическое изучение слоистости и других текстурных особенностей может быть использовано для расчленения и прослеживания по площади подразделений совершенно однообразных по остальным признакам толщ. Так, например, в Большом Каньоне плато Колорадо по измерениям направлений косою слоистости проведено расчленение красноцветной формации Супаи (рис. 4.23), по измерениям знаков ряби — формации Мознокпи (рис. 4.24).

#### 4.2.3. ОКРАСКА

Первичная окраска осадочных толщ, отражая особенности вещественного состава пород и физико-химические условия осадконакопления, является одной из самых наглядных их особенностей. Для стратиграфических целей интерес представляет как унаследованная окраска, обусловленная главным образом цветом обломочных компонентов пород, так и сингенетичная, связанная с окраской аутигенных минералов цемента. Заведомо первично-окрашенными являются черные углистые аргиллиты, черные доломиты, известняки, зеленые глауконитовые песчаники, красные гипсы. Очень распространены первично-красноцветные терригенные породы и глины, окраска которых обусловлена пленкой гидроокислов железа вокруг обломочных зерен и скоплениями этих же гидроокислов в цементе.

Определение первичности или вторичности окраски требует тщательных и разносторонних исследований. На первичность окраски однозначно указывают окраска обломков в аутигенных брекчиях, пересечение поверхностью размыва разноокрашенных слоев и др. Признаками вторичности окраски служат: связь ее с трещинами, изменение тональности при переходе от выветрелых образцов к свежим, пятнистое распределение, несогласованность со слоистостью, связь с пористыми и водоносными горизонтами, зональность изменения в одной и той же литологической разновидности пород и т. д. Разные цвета, кроме того, характеризуются преимущественной связью с первичными или вторичными процессами. Однородные черные, темно-серые тона, связанные с примесью органических соединений либо ми-

нералов железа и марганца, обычно сингенетичные, яркие желтые, красные, зеленые — вторичные. Широко распространенные в песчаных толщах вторичные красноцветные окраски характеризуются помимо отмеченных выше признаков отсутствием пленок гидроокислов вокруг обломочных зерен.

Первичная красноцветная окраска пород в палеогеографическом плане приурочена главным образом к мелководным прибрежным и лагунно-континентальным отложениям, замещающим по разрезу и латерали сероцветные отложения и тем самым существенно затрудняющим стратиграфическую корреляцию. В некоторых случаях эта же красноцветная окраска является маркирующим признаком. В девонских отложениях межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области, даже в разных котловинах, разделенных областями сноса (например, Тувинская и Минусинская), наблюдается подтвержденное био-стратиграфическими данными чередование в разрезах примерно изохронных красноцветных и сероцветных свит. Маркирующими пачками в верхах верхнего лландовери на громадных пространствах севера Сибирской платформы служат маломощные пестроцветные мергели, аргиллиты или аутигенные брекчии.

#### 4.2.4. КОНКРЕЦИИ

Конкреции широко распространены в осадочных толщах самого различного состава и происхождения. Вопросам их систематики, описания состава и структурно-текстурных особенностей, генезиса и распределения в различных палеоландшафтных зонах и формационных типах отложений посвящена специальная литература, однако сколько-нибудь полные сводки по использованию конкреций для стратиграфических целей отсутствуют. Достаточно детальные обобщающие работы известны лишь для угленосных отложений [Методы..., 1968]. По А. В. Македонову [1966 г.], конкреции определяются как минеральные стяжения, ясно отличающиеся от вмещающих пород по составу, форме и другим признакам и разносторонне растущие по субпараллельным поверхностям за счет концентрации рассеянных компонентов вмещающей среды. Концентрический рост с разной скоростью по определенным направлениям создает многообразие форм и текстур конкреций.

Вещественный состав конкреций определяется сочетанием остаточного или унаследованного материала осадка, в котором образуются конкреции, и составом конкрециеобразователя — истинного или (реже) коллоидного раствора, отлагающего минеральное вещество вокруг центров роста: органических остатков, неорганических включений, бактериальных скоплений, пузырьков газа и пр. Основными факторами образования, изменения состава и других особенностей конкреций в мелководных и субаэральных обстановках являются вариации климата,

состав и количество биомассы, соленость и гидродинамический режим водоемов. Так, например [Македонов А. В., Зарицкий П. В., 1977 г.], для гумидных ландшафтов характерны железистые конкреции, сочетание железистых и глиноземистых — для тропиков с периодическими колебаниями влажности, железисто-известковых — для семигумидных, известковых — для семиаридных, известково-гипсовых — для аридных и т. д. Менее выяснены факторы конкрециеобразования в пелагических обстановках и условиях вулканогенно-осадочного литогенеза, однако комплексы конкреций здесь также разнообразны, выдержанны по площади и закономерно меняются во времени и в пространстве.

По стадиям литогенеза основная масса конкреций связана с седиментационными и диагенетическими процессами. В седиментационную стадию образуются главным образом микроконкреции, которые характеризуются, как правило, чистотой состава и плащеобразным облеплением сверху слоями одновременно или несколько позже их образующихся осадков. Диагенетические конкреции относятся к типам макро- и мегаконкреций. Слои вмещающих пород облекают их снизу и сверху, а толщина слоек, прослеживающихся в конкрециях, часто резко уменьшается за их пределами вследствие уплотнения при литификации. Органические остатки в диагенетических конкрециях объемные и, вообще, значительно лучшей сохранности, чем во вмещающих породах. В септарные трещины синерезиса иногда наблюдается затекание вмещающего осадка. Катагенетические конкреции обычно секут напластования, иногда они связаны с тектонической трещиноватостью и не обнаруживают четкой приуроченности к первичным текстурам и фаціальным типам осадков.

Отмеченные особенности образования конкреций определяют существенную роль конкреционного анализа для стратиграфического расчленения и корреляции отложений. В качестве корреляционных признаков горизонты и комплексы конкреций часто более надежны и выдержанны, чем особенности петрографического состава, текстур и ряда других литологических характеристик пород. Ценность их для геологосъемочных работ связана также с простотой визуального наблюдения как в естественных выходах, так и по керну буровых скважин возможностью получения достоверных данных с использованием простейших полевых химических реакций при выборочном контроле точными методами лабораторного анализа.

В пермских отложениях Печорского бассейна по составу преимущественно железисто-карбонатных и кремнистых конкреционных комплексов А. В. Македоновым [1957 г.] на расстоянии около 400 км прослежены приблизительно изохронные границы трех подбит воркутинской свиты, представленной в лагунных, прибрежно-морских, дельтовых и болотных фациях.

Установлены четкие критерии отличия воркутинской свиты от нижележащей, юньягинской, и с большей долей условности от перекрывающей, паембойской, свит. Имеется также некоторый опыт расчленения и корреляции по конкреционным комплексам неугленосных отложений. М. Ф. Филипповой [1938 г.] и Ю. А. Пряхиным [1959 г.] такие работы проведены для майкопских глин, а А. И. Кравченко [1955 г.] — для полтавской свиты карбона.

#### 4.2.5. ПЕРЕРЫВЫ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ

Перерывы в осадконакоплении являются наиболее четкими рубежами, по которым устанавливаются границы местных стратиграфических подразделений. Распознавание и учет неполноты геологической летописи чрезвычайно важны также для прослеживания и корреляции этих стратонов. Наиболее четкая морфологическая классификация перерывов предложена К. Данбаром и Дж. Роджерсом [1962] (рис. 4.25). Согласно этой схеме различаются: 1) несогласное перекрытие слоистыми толщами пород фундамента; 2) угловое структурное несогласие между слоистыми толщами; 3) параллельное несогласие, предполагающее совпадение элементов залегающих контактируемых толщ, наличие ясно выраженной эрозионной поверхности между ними и срезание ряда слоев нижней толщи; 4) скрытое несогласие, сопровождающееся выпадением какой-либо части разреза. В отдельных случаях наличие такого несогласия может быть установлено биостратиграфическими методами, чаще же этого сделать не удается и перерыв фиксируется следами разрушения литофицированного осадка (ожелезнением, наличием мелких неровностей, сверлениями и следами прикрепления организмов). В основании толщи над поверхностью перерыва иногда наблюдаются примесь терригенного материала в карбонатных породах, переотложение частиц подстилающих отложений — аутигенные брекчии (рис. 4.26).

Длительность отмеченных перерывов различна, но в целом уменьшается от 1-го типа к 4-му. Различна также и степень диахронности поверхностей перерыва: наибольшая в случае несогласного перекрытия пород фундамента и углового структурного несогласия и, как правило, наименьшая для параллельных и скрытых несогласий. По площади в пределах седиментационного бассейна может наблюдаться переход от одного типа несогласий к другому. Например, скрытые несогласия, характерные главным образом для центральных частей бассейнов, в краевых частях могут сменяться параллельными и т. д.

При наличии на изучаемой площади всех перечисленных типов несогласий границы серий и соответственно свит в их основании устанавливаются по перерывам 1, 2 и 3-го типов. В пределах серии на границах свит могут отмечаться параллельные

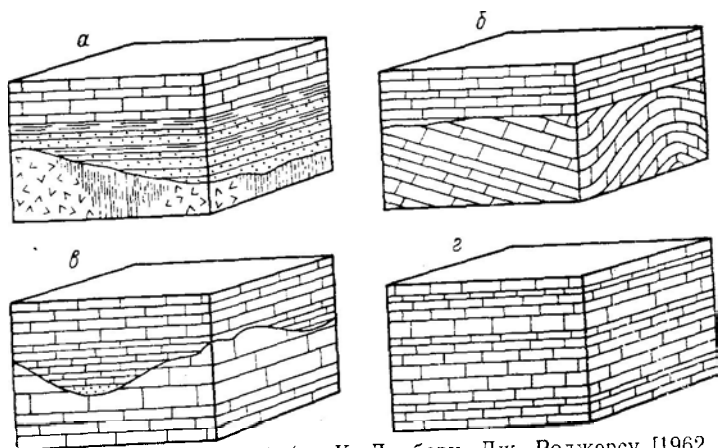


Рис. 4.25. Типы несогласий (по К. Данбару, Дж. Роджерсу [1962 г.]).

а — несогласное перекрытие (nonconformity); несогласия: б — угловое (angular unconformity), в — параллельное (disconformity), г — скрытое (paraconformity).

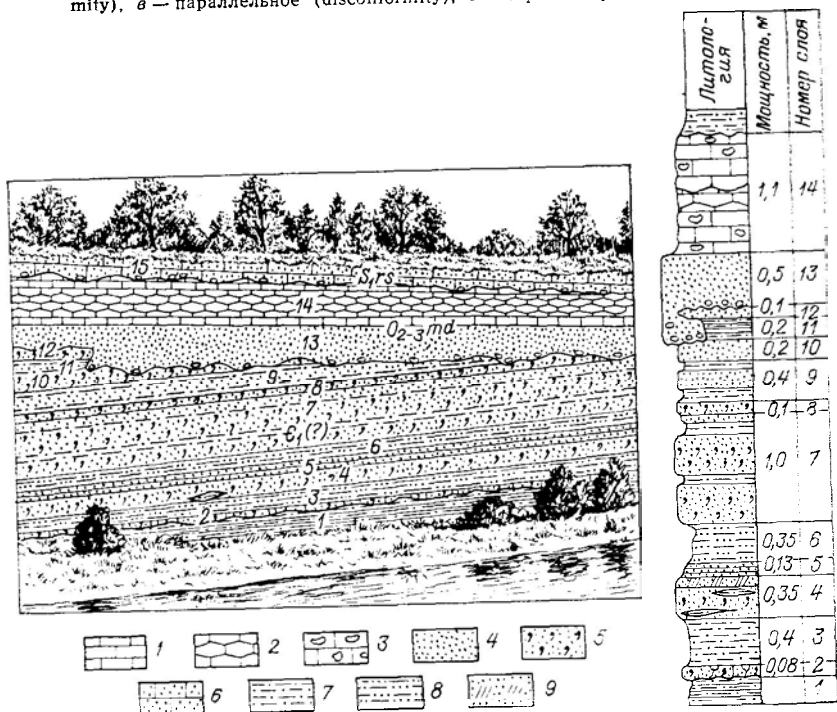


Рис. 4.26. Скрытое несогласие в основании рестевских слоев нижнего силура (S<sub>1</sub>rs) и угловое несогласие между молодовецким горизонтом среднего—верхнего ордовика (O<sub>2-3</sub>md) и нижнекембрийскими отложениями (ε<sub>1</sub>?) в обрывах правого берега р. Днестра у с. Субоч [Опорный разрез силура, 1972 г.].

1—3 — известняк: 1 — равностончатый, 2 — комковатый, 3 — кавернозный; 4 — песчаник; 5, 6, 8, 9 — песчаник: 5 — глауконитовый, 6 — известковистый, 8 — алевролитистый, 9 — колосчатый; 7 — алевролит.

несогласия, в редких случаях — угловые. Скрытые несогласия, как правило, служат основанием для проведения границ под свит и пачек, а наиболее крупные из них (обычно такие, которые могут быть установлены палеонтологическими методами) являются границами свит.

#### 4.2.6. ЦИКЛИЧНОСТЬ

Повторяемость близких по составу и направленности изменений стратифицированных толщ в осадочной оболочке Земли известна давно и уже более 100 лет используется в целях расчленения и корреляции этих отложений. Основой применения цикличности для расчленения осадочных толщ служит четкость границ циклично построенных толщ, выражающаяся в зависимости от масштабов проявления цикличности в наличии региональных перерывов, фаз складчатости и магматизма, приостановке осадконакопления, резкой смене вещественного состава, смене трансгрессивной или регрессивной направленности процессов седиментации и т. д.

Весьма существенная роль цикличности для корреляции определяется относительной синхронностью циклитов на значительных площадях, что в свою очередь обусловлено региональной, иногда даже планетарной, природой этого явления, связанной с изменениями климата, эвстатическими колебаниями уровня моря, тектоническими колебательными движениями и проявлением фаз складчатости.

С учетом важности циклостратиграфического подхода к стратиграфическим исследованиям «Стратиграфическим кодексом СССР» предусматривается создание специального дополнения по этому вопросу, проект которого опубликован В. А. Зубаковым в 1978 г. Определение исходных понятий, масштабы и формы проявления повторяемости условий осадконакопления известны по работам Н. В. Логвиненко [1976 г.], Ю. Н. Каро-година [1974 г.], С. В. Тихомирова [1967 г.] и рассмотрены на специальных совещаниях по цикличности осадконакопления в Новосибирске [1978 г. и др.].

Принимая во внимание чрезвычайное разнообразие имеющихся мнений по этим вопросам, необходимо вкратце остановиться на основных понятиях, принятых в настоящем разделе. По Н. Б. Вассоевичу и Е. Г. Гладковой [1975 г.], под циклом понимается «... единичный последовательный ряд чем-либо связанных между собой явлений. В цикле выделяются фазы, стадии, этапы». Цикл может быть, таким образом, единичным, но обычно сходные процессы повторяются во времени, что дополняет свойства цикличности. Ритмичность, в отличие от цикличности, обязательно предусматривает равномерную, одинаковую повторяемость периодичности явлений. Ритмичность — это частное проявление цикличности. Для вещественного выражения

цикличности предложены многочисленные термины (цикл, циклолит, циклотема, циклит, полициклит, циклокомплекс, циклосома и т. п.). Наиболее прост и удачен, по-видимому, термин, предложенный Ю. Н. Каргодиным в 1978 г., «циклит». Иерархическая система циклов и соответственно циклитов может вводиться указанием порядков (I, II, III и т. д.), нумерацию которых удобнее всего вести от наименьших единиц (элементарных циклитов) к более крупным, как это делается для угленосных отложений. Такая система обозначений хорошо определяет начало отсчета. Для этой же цели могут применяться приставки: микро-, мезо-, макро-, мега-, магнациклы (циклиты). Ритмитами целесообразно называть равномерно повторяющиеся одинаковые наборы пород, примером которых могут служить флиш, ленточные глины (варвы), чередование сезонных слоев в га-лененных формациях и т. п.

В отложениях фанерозоя по С. В. Тихомирову [1972 г.], Н. В. Логвиненко и др. [1976 г.] выделяется до девяти порядков циклитов. Однако, как справедливо отмечает Н. В. Логвиненко, объемы циклитов одного и того же ранга, выделяющиеся для разных типов отложений, не совпадают. Так, например, циклиты I порядка угленосных отложений (циклотемы) соответствуют примерно циклитам IV порядка во флишевых формациях и т. д., что необходимо учитывать при использовании литературных данных и желателно унифицировать для всех осадочных толщ на площади геологической съемки. В настоящей работе за основу выделения иерархии цикличности положены примерно соответствующие друг другу порядки циклитов угленосных и прибрежно-морских терригенно-карбонатных отложений.

Возможности выявления тех или иных порядков цикличности в значительной степени зависят от положения изучаемых разрезов в фациальном профиле палеобассейнов. Наиболее четко все порядки цикличности устанавливаются в прибрежной параличской и мелководной зонах седиментационных бассейнов платформ, краевых прогибов и межгорных впадин, что определяет ведущую роль циклостратиграфического метода именно в этих областях. В пределах континентального склона и батинальной области макролитологически устанавливается обычно лишь крупная цикличность осадконакопления (III порядок и выше). Крупная периодичность четко проявлена и в геосинклинальных областях. Более мелкие подразделения здесь также отмечаются, но прослеживание их по площади вызывает большие трудности.

**Расчленение отложений на основе анализа их циклического строения.** Критерии выделения циклитов разного порядка в своей основе отличаются от критериев выделения картируемых местных стратиграфических единиц: свит, подсвит, слоев, пакетов, пачек и др. В соответствии со «Стратиграфическим кодексом



СССР» все перечисленные стратоны состоят из ограниченных по разнообразию комплексов горных пород, характеризующихся определенной общностью фациального состава. Циклостратиграфические подразделения, наоборот, в общем случае предполагают существенную разнофациальность отложений в вертикальном разрезе и не могут отождествляться с картируемыми стратиграфическими единицами, а являются главным образом инструментом для их выделения и прослеживания (рис. 4.27). В этой связи неправомерно выделение ритмосвит, ритмоярусов и пр.

Циклиты I порядка (микроциклиты) представляют собой наименьшие, элементарные, подразделения, которые могут быть определены как однократное, не повторяющееся по направленности изменений сочетание слоев нескольких типов пород. По строению они могут быть симметричными или асимметричными, по соотношению фаций — регрессивными, трансгрессивными и однородными. Регрессивными являются циклиты, у которых верхняя часть формировалась в условиях, более близких к континентальным, чем нижняя, у трансгрессивных — наоборот. Однородными называются циклиты, образование которых происходило в пределах одной фации. Мощность элементарных циклитов составляет десятки сантиметров — первые метры, в угленосных толщах — 3—17 м, но может достигать и первых десятков метров.

Границы элементарных циклитов целесообразно проводить по наиболее четким рубежам, например по перерыву или приостановке осадконакопления перед трансгрессией в морских карбонатных толщах, по укрупнению кластического материала в начале регрессии или по размыву в основании аллювиальных песчаников в циклитах угленосных толщ и т. д.

В стратиграфическом отношении изучение элементарных циклитов — их состава, строения и изменений по разрезу — является материалом для выделения более крупных, картируемых, подразделений и особенно важно для флишевых, прибрежно-морских карбонатных и континентальных терригенных толщ. Сами по себе элементарные циклиты могут служить в ряде случаев хорошими маркирующими горизонтами. В частности, по неповторимости деталей состава и последовательности слоев отдельные горизонты бентонитов могут быть индивидуализированы и прослежены на сотни километров через ряд фациальных зон. На десятки километров прослеживаются аномальные по мощности элементарные ритмы во флишевых отложениях и т. д.

Циклиты II порядка (мезоциклиты) состоят из набора микроциклитов или нескольких пачек сравнительно однородных пород с определенной направленностью их измерений. Так, например, выделение мезоциклитов в угленосных толщах [Методы..., 1968] основано на чередовании различных фациальных



типов элементарных циклов: в основании — регрессивных, в средней части — однородных и в верхней — трансгрессивных; мощность их 30—70 м. В карбонатных породах силура Эстонии мезоциклиты имеют мощность от 8 до 34 м и ясно асимметричное строение: нижняя часть сложена отмельными известняками, верхняя — первичными доломитами [Силур Эстонии, 1970]. Границы их проводятся по четким поверхностям перерыва в основании, сопровождающимся пиритизацией, ходами сверления, трещинами усыхания и др. В геосинклинальных областях мощность мезоциклитов может составлять первые сотни метров. Выявление мезоциклитов имеет большое значение для крупномасштабного картирования. В местной схеме они в полном объеме выделяются в виде подсвит, слоев с географическими названиями или пакетов [Методы. . ., 1968].

Циклиты III порядка (макроциклиты) образованы рядом мезоциклитов или набором относительно однородных по внутренней структуре толщ общей мощностью около 100 м или первые сотни метров на платформах и до 1 тыс. м в геосинклиналях. В основании их прослеживаются континентальные перерывы, в складчатых областях — фазы магматической деятельности. Местные стратиграфические подразделения в них выделяются в ранге свит или подсвит.

По закономерному сочетанию мезоциклитов эти подразделения устанавливаются в угленосных паралических и континентальных толщах, в терригенных толщах межгорных впадин и в мелководных лагунно-морских отложениях платформенных областей. В разрезах морских отложений, удаленных от областей сноса, в стратиграфических целях используются главным образом крупные элементы макроциклитов. Например, в силуре центральной части Балтийской синеклизы в качестве свит выделяются сравнительно однородные толщи граптолитовых аргиллитов, комковатых детритовых известняков и др.

Циклиты IV (мегациклиты) и V (магнациклиты) порядков используются для выделения свит главным образом в паралических отложениях. Для других типов отложений эти и более высокие порядки цикличности следует учитывать в основном для целей реконструкции закономерностей геологического развития территорий и металлогенического анализа.

**Корреляция отложений по циклам осадконакопления.** Применяемая методика стратиграфической корреляции осадочных толщ по цикличности в значительной степени зависит от типа отложений, положения их в схеме фациальной зональности палеобассейнов и разработана с различной полнотой для разных типов толщ. Наиболее эффективно в качестве ведущего метода для корреляции флишевых и флишеидных толщ, ленточных глин и соленосных отложений применяется анализ пространственного распределения различных порядков цикличности. Общими положениями для корреляции всех мелкоритмичных толщ,

сложенных сравнительно ограниченным набором повторяющихся в разрезе разновидностей пород, являются петрографическая типизация отложений с учетом всех текстурных особенностей, статистический анализ состава и мощностей элементарных ритмов и степени их асимметрии.

Вторую группу осадочных толщ, для которых цикличность является основным методом корреляции, составляют угленосные паралические и континентальные отложения. Чрезвычайное разнообразие слагающих пород, их текстурных и структурных характеристик, равно как и условий образования, вызывает необходимость комплексного подхода к типизации повторяющихся интервалов разреза и сопоставлению последних по площади, что находит отражение и в названии методов корреляции: фациально-циклического, разработанного Ю. Г. Жемчужниковым [1960 г.], А. П. Феофиловой [1963 г.], Л. Н. Ботвинкиной [1963 г.], М. И. Ритенберг [1958 г.], А. В. Македоновым [1955 г.] и другими, и фациально-тектонического, обоснованного Г. А. Ивановым [1956 г.]. Наиболее полно особенности применения их изложены в книге «Методы корреляции угленосных толщ и синонимии угольных пластов» [1968]. Использование этих методов целесообразно также при изучении моласс и терригенных толщ межгорных впадин.

При сопоставлении разрезов паралических толщ наиболее устойчивым коррелятивным признаком является направленность изменений фаций в циклитах. Сопоставление проводится от наиболее крупных единиц к более мелким с первоочередным учетом маркирующих циклитов. К таковым в первую очередь относятся элементарные трансгрессивные циклиты завершающих стадий циклитов максимального высокого порядка. На разных расстояниях и в разных направлениях корреляционное значение имеют циклиты разного порядка. В частности, в Донбассе в пределах одной структурно-фациальной зоны (до 50 км) прослеживаются циклиты I порядка, в сопряженных зонах на расстоянии до 150 км — циклиты II, иногда только III порядка. При наличии в циклитах мощных аллювиальных отложений необходимо иметь в виду возможность замещения их лагунными, озерными, болотными и иными континентальными осадками.

Следует учитывать также изменения масштаба и количества циклитов вкрест фациальных зон. Количество циклитов уменьшается как в глубь бассейна, так и при приближении к области сноса. При этом происходит переход по латерали одного порядка циклита в другой, например мезоциклитов в циклиты I порядка (рис. 4.28).

Корреляция по цикличности мелководно-морских и лагуно-морских карбонатных и терригенно-карбонатных толщ также предполагает проведение типизации отложений по первичным седиментационным признакам: минеральному составу, структуре, слоистости, поверхностям наслонения толщ, остаткам фауны и

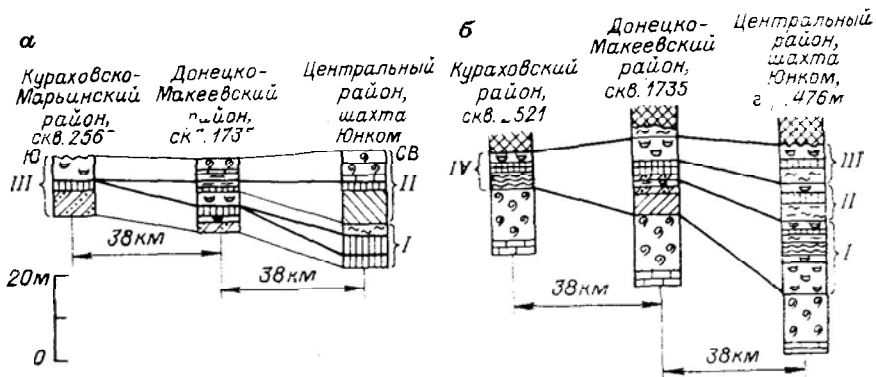


Рис. 4.28. Переход по латерали двух элементарных циклитов I и II в один элементарный циклит III (а) и замещение по латерали мезоциклита I—III элементарным циклитом IV (б). Донбасс, свита  $C_2^6$  (по Ю. А. Жемчужникову [1960 г.]).

флоры, наличие диагенетических конкреций и т. п. с выделением литогенетических типов пород и реконструкцией фациальных обстановок их образования. Выделенные на этой основе мезоциклиты прослеживаются в пределах соответствующих фациальных зон до 200 км. При переходе к фациальным зонам контигента склона и батинальной части бассейна число устанавливаемых циклитов I—II порядков резко сокращается, однако более крупные циклиты III и IV порядков могут быть сопоставлены. Для реализации этой корреляции необходимы работы по моделированию смены литогенетических комплексов в соответствии с общей фациальной зональностью бассейна седиментации [Силур Эстонии, 1970; Силур Сибирской платформы, 1979].

Монотонные карбонатные, сульфатно-карбонатные, кремнисто-сланцевые толщи, в которых заметных закономерностей повторения сходных литологических разновидностей при полевых исследованиях не обнаруживается, также могут расчленяться и сопоставляться при выявлении в них скрытой периодичности. Она может быть установлена по особенностям геохимического распределения элементов (см. раздел 4.3) и соотношению породообразующих минералов. Так, в частности, Д. С. Кашиком в 1972 г. на основе анализа количественного распределения доломита и кальцита в нижнепермских сульфатно-карбонатных отложениях северной части Московской синеклизы установлены и прослежены по площади циклиты I порядка мощностью 10—20 и II порядка мощностью до 100 м. Выявление в этих циклитах микрофаунистических зон позволяет определить их возраст и проводить корреляцию опорных скважин на расстоянии сотен километров.

#### 4.2.7. КОМПЛЕКС КРИТЕРИЕВ ВЫДЕЛЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Рассмотрев роль отдельных литологических характеристик, можно обобщить некоторые положения по комплексу критериев для выделения, прослеживания и корреляции местных стратиграфических подразделений.

Объем и границы местных стратиграфических подразделений (серий, свит), так же как и вспомогательных стратиграфических подразделений (пачек и слоев), устанавливаются по литологическим признакам и, как обобщение и интерпретация этих признаков, по фациальным особенностям. Палеонтологическая характеристика не определяет параметров этих подразделений и используется для определения возраста, корреляции и в качестве одного из критериев прослеживания примерно изохронных границ этих подразделений по площади, а также для реконструкции фациальных обстановок, сопоставления с другими местными подразделениями, выявления длительности перерывов и пр.

Свита по объему определяется этапами геологического развития территории, соответствующими обычно стадиям геотектонических циклов или этапам формирования осадочных серий, характеризующихся единством физико-географических условий образования. В связи с этим внутри свит не должно быть угловых и параллельных несогласий, хотя могут присутствовать скрытые перерывы. Единство фациальных обстановок осадконакопления при образовании свит не абсолютно и определяется с учетом положения свит в седиментационных бассейнах. В центральных его частях в разные свиты должны быть выделены толщи осадков, например, глубокого шельфа, континентального склона, мелкого шельфа, в свою очередь дифференцированные по солености, климатическим признакам и т. д. Объединение их нежелательно.

В паралических областях в состав свиты могут включаться совершенно разнофациальные отложения — морские, лагунные, аллювиально-озерные и пр., объединенные циклическим строением разреза с определенной направленностью изменений. Сказанным определяются недостаточность одних петрографических признаков для выделения свит и необходимость учета слоистости, конкреций, окраски, тафоценозов органических остатков. Длительность формирования свит не регламентирована и может быть различной и соответствовать в общей стратиграфической шкале подразделениям от нескольких зон до отдела, обычно же она близка подъярису или ярису.

При прослеживании свит по площади в тех случаях, когда все литологические признаки для проведения границ не меняются и диахронность этих границ не устанавливается, они условно считаются изохронными. Если при неизменности литоло-

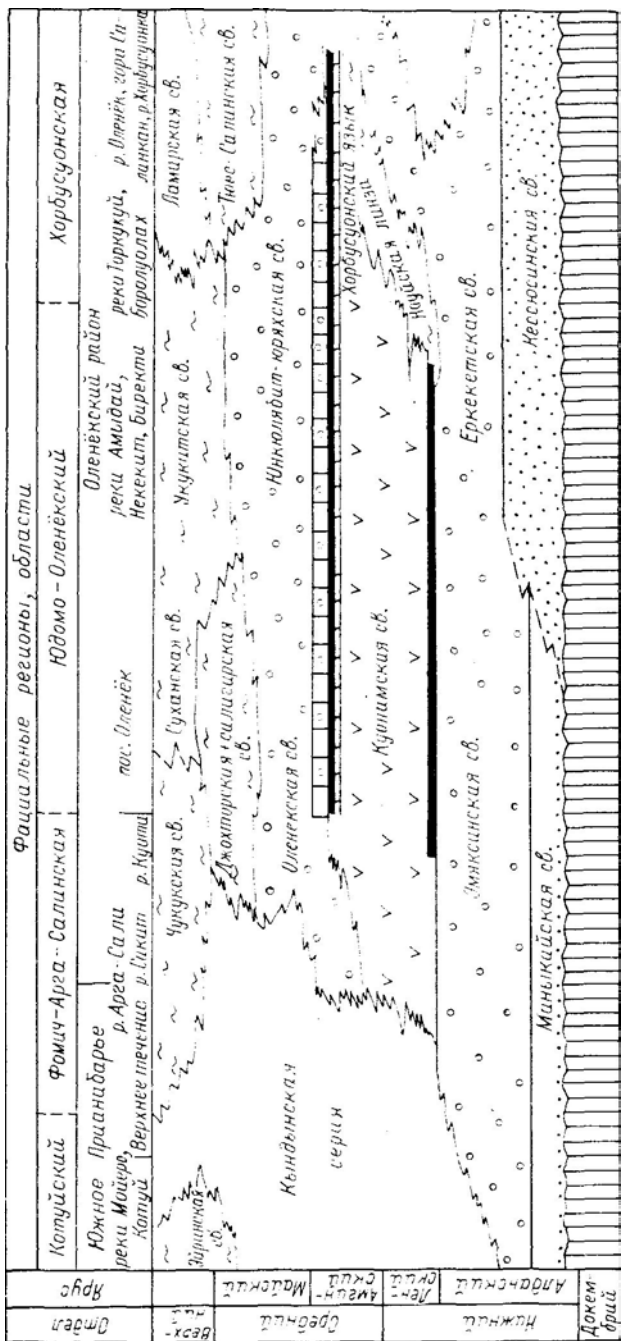


Рис. 4.29. Взаимоотношение свит кембрия на севере Восточной Сибири (по В. С. Савишкому [1969 г.]).

гических особенностей отмечается возрастное скользящее в рамках следующего по рангу более дробного подразделения общей шкалы, то это может быть отражено в стратиграфической схеме изменением возрастного индекса свиты.

Возрастного скользящего в полном объеме стратиграфического диапазона свиты и более при неизменном литологическом составе практически не наблюдается (рис. 4.29).

Рассмотрим случаи изменения состава свиты по площади. При выделении свиты на базе описания ее стратотипа должны быть четко определены ее диагностические особенности, сформулированы пределы их литолого-фациальной изменчивости. Диагнозом свиты не может быть обобщенный тип отложений, например красноцветные песчаники, чередующиеся известняки и доломиты и т. д. Необходима полная характеристика, достаточная для фациальной интерпретации, т. е. комплекс седиментационных признаков: вещественный состав и характер сочетания пород, окраска, слоистость, конкреции, состав тафоценозов и т. д. Главные определяющие признаки для различных толщ будут неодинаковы. Для параллических это будет направленность изменений в циклитах определенного порядка, в монотонных терригенных толщах — маркирующие горизонты, выделяющие крупные интервалы разреза, наличие растительных и животных остатков, иногда минералогические особенности, состав цемента, в карбонатных толщах — структурно-текстурные особенности, групповой состав фауны, тип тафоценозов и т. д. Для определения латеральных границ свиты условно можно принять изменение количества определяющих типов пород наполовину. Прослеживающиеся далее отдельные клинья этих пород могут выделяться уже в пределах другой свиты.

Подсвиты представляют собой части свит и в совокупности слагают полный ее разрез. Выделяются они также по комплексу седиментационных признаков, которые выдерживаются на значительной части площади распространения свиты.

### 4.3. ГЕОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД

Расчленение и корреляция отложений геохимическим методом основаны на изучении характера распределения и миграции химических элементов в земной коре. Основное внимание при этом уделяется выявлению в разрезах повышенных или пониженных концентраций отдельных химических элементов и границ, отмечаемых резкими перепадами этих концентраций. При изучении литологически однородных толщ, в которых не наблюдается существенных изменений содержания химических элементов, не всегда удается расчленить разрез с достаточной степенью детальности. В этом случае определенную помощь может оказать изучение изменения связей между химическими эле-



ментами и образуемых ими ассоциаций [Бурков Ю. К., 1971].

Применение геохимического метода для расчленения и корреляции отложений основано на учении о миграции, рассеянии и концентрации химических элементов в земной коре, основы которого изложены в работах В. М. Гольдшмидта, В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, Н. А. Саукова, А. И. Перельмана и других. Одно из положений этого учения — представление о всеобщем рассеянии элементов в горных породах земной коры, на фоне которого повышенная концентрация отдельных элементов является закономерным (хотя и необязательным) результатом геохимической миграции атомов.

Характер миграции атомов, или их геохимическая подвижность, зависит от физико-химических свойств элементов и от внешних условий их миграции. Поскольку физико-химические свойства элементов практически постоянны, геохимическая специализация различных типов осадков, выраженная в различной тенденции элементов к накоплению, контролируется почти исключительно внешними условиями миграции. Если химические элементы расположить в ряд по миграционной способности, то при равных физико-химических условиях их миграции каждый элемент будет занимать в этом ряду строго определенное положение [Страхов Н. М., 1962]. Изменение внешних физико-химических условий влечет за собой изменение миграционной способности элементов и перестройку ряда их геохимической подвижности. Согласно Н. М. Страхову, ряд геохимической подвижности элементов в пределах данного геологического тела всегда отражает (хотя и в различной степени) условия формирования этого тела. Отсюда следует принципиальная возможность выявления в разрезе на основе геохимических исследований различных по условиям формирования типов отложений и прослеживания этих отложений по латерали.

При разработке детальной стратиграфической основы геохимический метод играет, как правило, вспомогательную роль. В каждом конкретном случае рациональность его применения и объем геохимических работ должны определяться с учетом результатов предшествующих исследований в пределах изучаемой территории. Наиболее эффективен геохимический метод при расчленении и корреляции внешне однородных осадочных толщ, слабо охарактеризованных органическими остатками. К ним относятся морские сульфатно-карбонатные, кремнистые, вулканогенно-кремнистые, некоторые обломочные и другие отложения. Начинать геохимическое изучение необходимо с наиболее полных и хорошо изученных в стратиграфическом отношении опорных или типовых разрезов. Получение геохимической характеристики всех картируемых стратиграфических подразделений по типовым разрезам является необходимой основой для корреляции с ними менее изученных и менее полных

разрезов. Геохимические характеристики стратиграфических подразделений должны, если это возможно, сопровождаться описанием других признаков (состава, характера слоистости и т. д.).

При решении стратиграфических задач изучение осадочных пород помимо расчленения осадочных толщ по геохимическим признакам преследует такие цели: выделение и прослеживание маркирующих геохимических горизонтов (даже если их площадное распространение в пределах картируемой территории является фрагментарным), а также корреляция разновозрастных разнофациальных отложений. В последнем случае геохимические характеристики картируемых стратиграфических подразделений должны быть получены для всех фациальных типов коррелируемых отложений.

Геохимическое изучение осадочных пород включает в себя: 1) опробование; 2) подготовку проб к аналитическим исследованиям и аналитическое определение содержания элементов в пробах; 3) математическую обработку первичной геохимической информации и интерпретацию полученных результатов.

#### 4.3.1. МЕТОДИКА ОПРОБОВАНИЯ

Корректность опробования в значительной мере определяет достоверность конечных результатов геохимического изучения. При изучении разрезов частота отбора проб должна соответствовать требованиям, предъявляемым к описаниям опорных и типовых разрезов. Она должна обеспечивать достаточно обоснованное расчленение осадочных толщ по геохимическим признакам, необходимую точность проведения геологических границ и надежную корреляцию отложений. Рекомендуемая средняя частота отбора геохимических проб по разрезам составляет 2—4 м. Однако необходимо учитывать, что равномерное распределение точек пробоотбора по разрезу в общем случае методически неверно. Точки пробоотбора должны сгущаться на участках сложного переслаивания и могут быть разрежены при опробовании мощных макроскопически однородных осадочных толщ. Опробовать необходимо все разновидности пород. Пробы следует отбирать из литологически однотипных частей разреза (предпочтительнее из нижней части слоев).

При послонном геохимическом опробовании не следует ограничиваться отбором только одной пробы из слоя, так как существенный интерес (например, при изучении характера цикличности) может представлять изменение геохимической характеристики породы в пределах слоя. Если мощность опробуемого слоя превышает 1,5—2 м, пробы рекомендуются отбирать из его нижней, средней и верхней частей. При частом однообразном переслаивании нескольких типов пород пробы отбирают из каждого типа породы, повторяя такое опробование через 2—

4 м. Если границы между изучаемыми стратиграфическими подразделениями недостаточно четки, опробовать рекомендуется прежде всего центральные части этих подразделений. Пробы следует брать из наименее выветренных пород. Оптимальная масса штучной пробы 50—100 г. Опробование должно сопровождаться взятием образцов и сколков на шлифы для последующего изучения минерального состава породы, степени и характера ее изменения.

Поскольку при обработке первичной геохимической информации используются методы математической статистики, минимальное число проб из каждого выделенного стратиграфического подразделения должно быть не менее 30. При менее представительном пробоотборе надежность получаемых результатов резко снижается.

#### 4.3.2. АНАЛИТИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОБАХ

Собственно аналитическому определению элементов в пробах предшествует пробоподготовка. После предварительного дробления (обычно до 2 мм) и истирания до размера 0,07 мм проба должна быть тщательно отквартована и сокращена. Этими операциями обеспечивается необходимая представительность всех параллельных навесок (в том числе и контрольных) при аналитическом определении концентраций химических элементов в пробе. Для некоторых типов пород (например, сульфатных, карбонатных, обломочных), химический состав которых сравнительно беден, более информативна не валовая геохимическая характеристика, а геохимическая характеристика какого-либо минерального компонента (например, глинистой фракции). В этом случае в подготовку пробы к аналитическим исследованиям входит и выделение из нее данного компонента.

Для аналитического определения содержания элементов в породах и минералах наиболее широко используются различные полуколичественные и количественные методы эмиссионного и рентгеноспектрального анализов [Методические основы... , 1979, и др.], большим преимуществом которых является их экспрессность. В последние годы все более широкое применение находит и количественный атомно-абсорбционный анализ некоторых элементов (K, Na, Pb, Ca, Mg, Sr, Au и др.). Полученную этими методами первичную геохимическую информацию рекомендуется регистрировать на перфо- или магнитном носителе и статистически обрабатывать по унифицированным программам с использованием ЭВМ. Применяемый до сих пор простейший графический способ изображения геохимической информации в виде кривых распределения по разрезу концентраций отдельных химических элементов малоинформативен и для расчленения и корреляции осадочных толщ, как правило, недостаточен.

#### 4.3.3. МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЕРВИЧНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

В задачи математической обработки первичной геохимической информации входит прежде всего изучение корреляционно-статистических связей химических элементов и выявление на этой основе характерных ассоциаций и рядов геохимической подвижности элементов.

Геохимическая подвижность элементов может быть изучена с помощью многократного корреляционного статистического анализа [Бурков Ю. К., 1971]. Этот метод позволяет уточнить границы выделяемых стратиграфических подразделений и установить связь геохимической характеристики с условиями формирования каждого из этих подразделений, а следовательно, и с типичными для него визуально наблюдающимися признаками. Для расчленения и корреляции осадочных толщ используются и другие методы математической обработки первичной геохимической информации (метод «скользящего окна», тренд-анализ, факторный анализ и т. д.).

Интерпретация результатов математической обработки первичной геохимической информации заключается в первую очередь в сравнительном изучении геохимических характеристик выделенных стратиграфических подразделений. Если эти характеристики достаточно отчетливо различаются и хорошо прослеживаются в пределах рассматриваемой территории, они могут быть использованы для обоснования и корреляции картируемых стратиграфических подразделений.

В качестве примера использования геохимического метода можно привести результаты исследований, проведенных М. И. Литваком и Ю. П. Ненашевым [1978 г.], которые на основе многократного корреляционного статистического анализа уточнили схему корреляции разрезов красноцветных терригенных отложений позднепалеозойского возраста Тенизской впадины (Центральный Казахстан), расположенных на удалении от 40 до 200—300 км друг от друга. По литологическим особенностям эти отложения ранее были расчленены на пять свит: 1) кирейскую ( $C_2$ ) мощностью до 1400 м; 2) владимировскую ( $C_3$ ) мощностью до 1500 м; 3) кайрактинскую ( $P_1$ ) мощностью до 1000 м; 4) кийминскую ( $P_1$ ) мощностью до 1000 м и 5) шоптыкульскую ( $P_2$ ) мощностью до 600 м.

Из каждого последовательного слоя этих свит (мощность выделенных слоев не превышала первых десятков сантиметров) отбиралось по одной штуфной пробе. Концентрации химических элементов в пробах определялись на основе эмиссионного спектрального анализа. Сложность корреляции рассматриваемых отложений обуславливалась прежде всего более высокой степенью их фашиальной изменчивости в плане, нежели по разрезу. Делавшиеся ранее попытки расчленения и корреляции

этих отложений на основе статистической обработки геохимических данных не дали положительного результата.

Согласно предложенной М. И. Литваком и Ю. П. Ненашевым методике сбора и обработки геохимической информации в выборку включались анализы пород различного гранулометрического состава. Для сопоставления использовались сводные геохимические формулы, полученные на основе многократного корреляционного статистического анализа (рис. 4.30).

В результате проведенного исследования были получены следующие геохимические характеристики красноцветных свит Тенизской впадины.

**Кирейская свита.** Отложения свиты по рекам Шабдар и Кулан-Утпес характеризуются близкими сводными геохимическими формулами. Элементом, за исключением стронция и бария, свойственны однотипные корреляционные связи и сходное положение в ряду подвижности. Для разреза по р. Шабдар характерна низкая подвижность бария, а для разреза по р. Кулан-Утпес — высокая подвижность бария и резко пониженная подвижность стронция. Таким образом, несмотря на некоторые геохимические различия, отражающие фациальные особенности бассейна седиментации, полученные формулы в целом показывают геохимическое сходство рассматриваемых разрезов кирейской свиты и могут быть использованы как для уточнения схемы корреляции, так и для палеофациальных реконструкций.

**Владимировская свита.** Геохимические формулы, полученные для разрезов по рекам Шабдар и Кулан-Утпес, весьма близки между собой, менее сходны для разрезов по рекам Жаман-Кайракты и Жаксы-Кайракты. Геохимические характеристики для разрезов по рекам Жаман-Кайракты и Жаксы-Кайракты, с одной стороны, и Шабдар и Кулан-Утпес, с другой — существенно различаются, что затрудняет корреляцию владимировской свиты. Усложняет корреляцию и сходство геохимических характеристик владимировской и кийминской свит соответственно в разрезах по рекам Шабдар и Кулан-Утпес и рекам Жаман-Кайракты и Жаксы-Кайракты, а также геохимическое сходство кирейской свиты по рекам Кулан-Утпес и Шабдар с владимировской в разрезах по рекам Жаман-Кайракты и Жаксы-Кайракты. Однако, затрудняя «прямую» корреляцию, эти особенности геохимической характеристики свит дают материал для палеофациальных построений.

**Кийминская свита.** Геохимические характеристики разрезов по рекам Жаман-Кайракты и Жаксы-Кайракты достаточно близки. Отмечается повышенная подвижность хрома, циркония и малая подвижность ассоциации цинк — свинец — медь — кобальт. Близки по подвижности барий и стронций, что указывает, вероятно, на континентальные условия формирования пород кийминской свиты. Резкое различие геохимических характеристик кийминской и владимировской свит в этом районе позво-

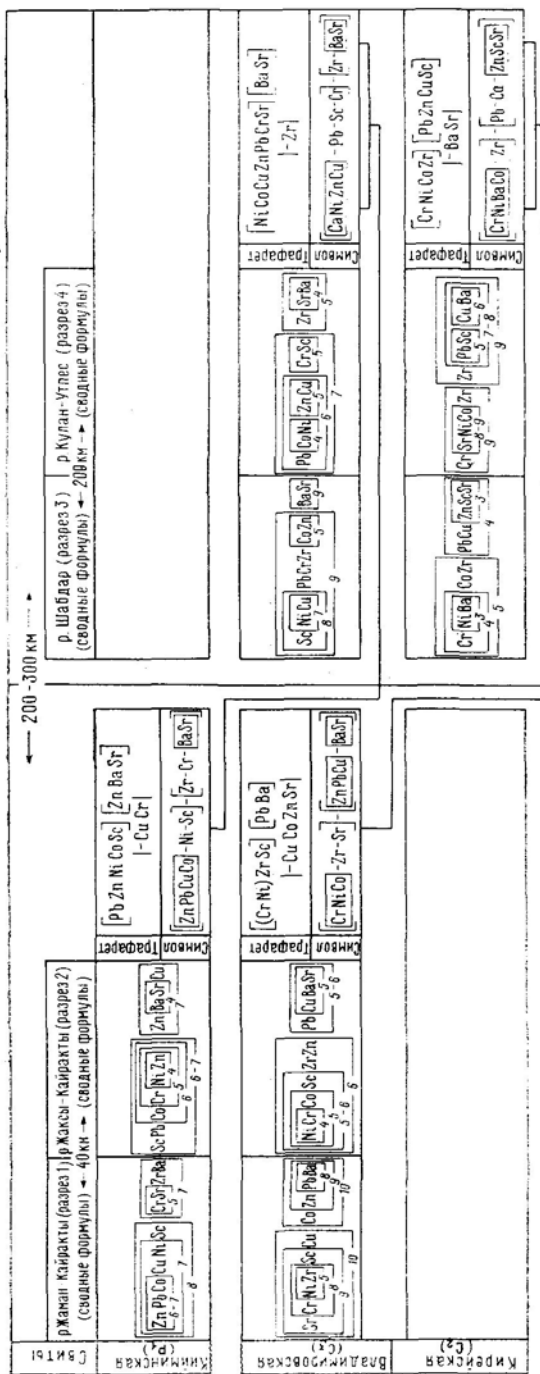


Рис. 4.30. Сопоставление геохимических характеристик верхнепалеозойских красноцветных толщ Тенизской впадины по методу многократной корреляции (по М. Н. Литваку и Ю. П. Ненашеву [1978 г.]).

Вл.3	Км.2	Вл.4	Км.1	Вл.2	Вл.1	Кр.4	Кр.3
20	10	20	65	40	30	40	
	20	30	50	45	50	65	
		30	35	80	50	50	
			40	65	70	50	
				60	80	70	
					90	80	
						95	

Рис. 4.31. Рассчитанные меры различия сводных геохимических формул для позднепалеозойских красноцветных толщ Тенизской впадины (по Ю. К. Буркову, Ю. М. Бычкову и др. [1978 г.]).

Вл.1—Вл.4 — владимировская свита по разрезам: Вл.1 — р. Жаман-Кайракты, Вл.2 — р. Жаксы-Кайракты, Вл.3 — р. Шабдар, Вл.4 — р. Кулан-Утлес; Км.1, Км.2 — кийминская свита по разрезам: Км.1 — р. Жаман-Кайракты, Км.2 — р. Жаксы-Кайракты; Кр.3—Кр.4 — кирейская свита по разрезам: Кр.3 — р. Шабдар, Кр.4 — р. Кулан-Утлес.

ченные геохимические формулы. За основу сравнения были взяты следующие положения. Если в двух сопоставляемых формулах все связи между всеми элементами совпадают по знаку и интенсивности, то мера различия между этими формулами принимается равной нулю. Если в двух сопоставляемых формулах возможное большинство связей различается по знаку, то мера различия между этими формулами принимается за 100%. Результаты соответствующих расчетов приведены на рис. 4.31. Цифры на пересечениях диагональных линий обозначают меру различия (в процентах) между соответствующими комплексами осадочных пород.

Результаты количественного сравнения изученных авторами осадочных комплексов в целом подтвердили выводы, полученные при непосредственном сравнении геохимических характеристик и, кроме того, поставили под сомнение правильность проведения в разрезе границы кирейской и владимировской свит (с учетом геохимических данных объем владимировской свиты должен быть, по мнению авторов, несколько увеличен за счет верхов кирейской свиты). Таким образом, проведенное М. И. Литваком и Ю. П. Ненашевым исследование показало, что на основе многократного корреляционного статистического анализа первичной геохимической информации можно получить важные дополнительные критерии расчленения и корреляции осадочных толщ. В принципе эти критерии могут быть использованы при разработке стратиграфической основы для геологических работ не только мелкого и среднего, но и крупного масштаба.

ляет использовать их в целях корреляции разрезов, а также сделать вывод о том, что фациальные обстановки в бассейне седиментации во владимировское и кийминское время в данном районе существенно различались.

Чтобы проверить правильность полученных выводов о сходстве и различии геохимических характеристик верхнепалеозойских красноцветных толщ Тенизской впадины, М. И. Литвак и Ю. П. Ненашев попытались количественно сравнить полу-

Другим примером использования в целях стратиграфии метода многократной корреляции, основанного на корреляционном статистическом анализе, может служить геохимическое исследование разреза триасовых отложений Северо-Востока СССР, которое провели Ю. К. Бурков, Ю. М. Бычков, В. А. Гаврилова и А. Н. Олейников [1978 г.]. Для сопоставления меры стратиграфической информативности данных о концентрациях химических элементов и сведений о связях между ними геохимически исследованы триасовые отложения по двум надстраивающим друг друга разрезам, один из которых расположен на р. Кеньеличи, а второй — на р. Сеймкан (бассейн р. Яны Охотской). При обработке первичной геохимической информации метод многократной корреляции использовался в комплексе с известным методом «скользящего окна».

В изученных авторами разрезах по рекам Каньеличи и Сеймкан представлены все отделы и ярусы триаса. Нижний отдел триаса (мощность около 1500 м) — индский и оленёкский ярусы — представлен здесь темно-серыми глинистыми сланцами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками с редкими прослоями известняков. Средний отдел (мощность до 1400—1500 м) — анизийский и ладинский ярусы — сложен серыми мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами с прослоями алевролитов и песчано-глинистых сланцев. В верхнем отделе (мощность 300—350 м), представленном карнийским и норийским ярусами, преобладают песчаные аргиллиты; верхний, монотисовый, горизонт норийского яруса сложен ракушечником мощностью 7—12 м.

Штуфные пробы по обоим разрезам отбирались по возможности равномерно (положение точек опробования показано на рис. 4.32). Содержания химических элементов определялись на основе эмиссионного спектрального анализа исключительно в глинистых сланцах и аргиллитах.

После предварительного анализа первичных аналитических данных для более детального рассмотрения были отобраны Be, Ba, Cu, Li, Pb, Ni, Sr, Zr, характер связей которых в пределах разреза изменялся наиболее существенно. Было установлено, что бериллий и свинец распределены по разрезу весьма равномерно и не имеют сколько-нибудь значительных перепадов концентраций и их дисперсий, которые можно было бы использовать в целях стратиграфии. Лишь незначительные и нечеткие отклонения содержания от среднего уровня отмечались у меди и никеля. Более дифференцированно распределен по разрезу стронций. В районе границы среднего и верхнего отделов триаса концентрации стронция и их дисперсии достигали максимальных значений. Непосредственно выше максимума зафиксировано резкое снижение концентраций этого элемента. Еще более дифференцированно распределен барий, однако в пределах большей части разреза концентрации этого элемента изменя-



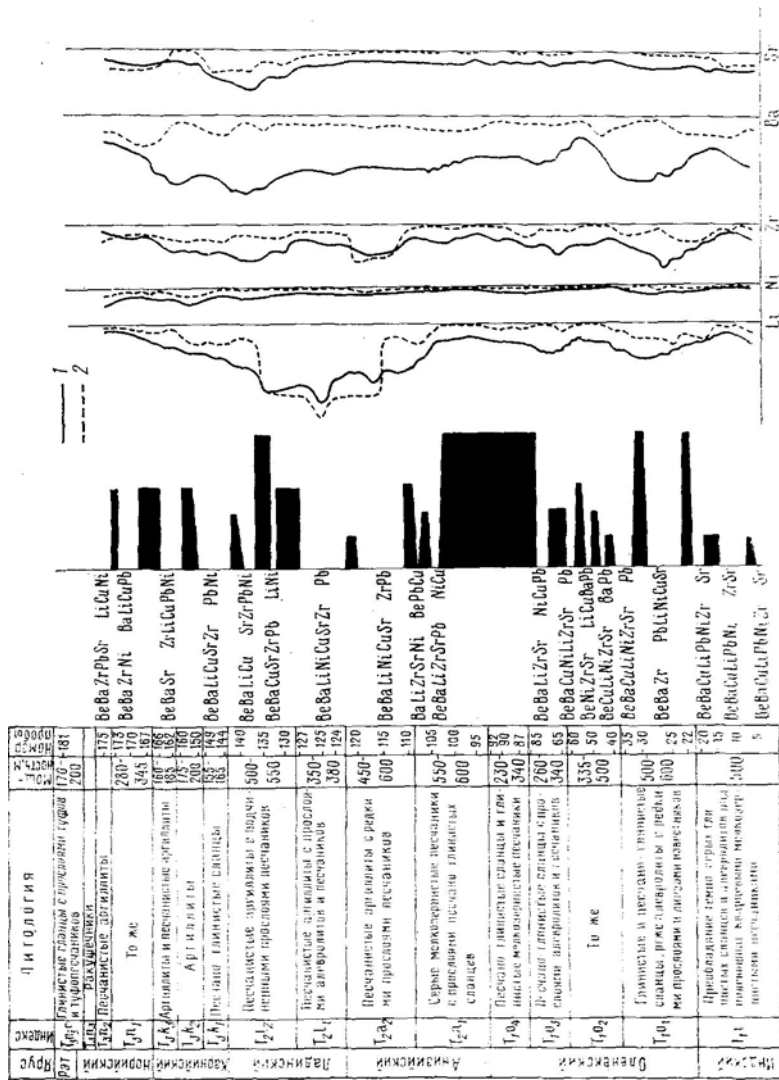


Рис. 4.32. Распределение химических элементов в терригенных толщах гряды Северо-Востока СССР (по Ю. К. Буркову, Ю. М. Бычкову и др. [1978 г.]).

Кривые: 1 — концентрация, 2 — дисперсия.

лись настолько плавно, что использовать их в целях расчленения разреза было затруднительно. Цирконий дал отчетливый максимум концентраций, почти в точности соответствующий максимуму в зоне Рагарораносегас ( $T_{2a_2}$ ). Однако наиболее информативную с точки зрения стратификации картину распределения концентраций по разрезу дал литий (рис. 4.32).

Характер распределения концентраций элементов и их дисперсий позволил выделить ряд геохимических рубежей, которые могут быть использованы для расчленения разреза. Однако интерпретация этих данных была осложнена тем, что большинство выделенных на графиках аномалий, во-первых, имело нечеткие, расплывчатые контуры, во-вторых, не совпадало на разрезе друг с другом, если эти аномалии были установлены для различных химических элементов, и, в-третьих, лишь в единичных случаях установлены резкие отчетливые границы, которые можно использовать для целей стратиграфии. Результаты этого исследования также приведены на рис. 4.32.

Зачерненные площади соответствуют на графике частям разреза, в пределах которых происходила перестройка ассоциаций элементов. Ширина зачерненных участков (по горизонтам) пропорциональна количеству элементов, изменивших знак своих связей с остальными элементами (при неизменности связей между последними). Промежутки между зачерненными площадями отвечают геохимически стабильным частям разреза, в пределах которых знак связей между элементами не изменялся.

Принимая во внимание только наиболее интенсивные изменения характера связей между химическими элементами, авторы выделили в пределах изученного разреза шесть интервалов (рис. 4.32).

1. Интервал весьма высокой геохимической стабильности (пробы № 1—21).

2. Интервал, в пределах которого не отмечается никаких изменений характера связей между химическими элементами (пробы № 22—31).

3. Интервал меньшей стабильности в геохимическом отношении по сравнению с предыдущими; встречаются маломощные горизонты, в пределах которых один, два, редко три химических элемента изменяют свое положение в пределах ассоциаций (пробы № 32—80).

4. Зона высокой геохимической нестабильности; каждая проба, взятая в ее пределах, отражает резкую перестройку типов связей между большинством химических элементов (пробы № 81—102).

5. Интервал, в достаточной степени стабильный в геохимическом отношении, в низах и верхах отражающий частичную перестройку характера связей между элементами в ассоциациях (пробы № 103—134).

6. Этот интервал рассекается серией горизонтов, в пределах которых происходят довольно интенсивные перестройки характера связей между химическими элементами (пробы № 135—181).

Таким образом, исследование изменений характера корреляционных связей между химическими элементами в рассматриваемом разрезе триаса позволило расчленить разрез и выделить в нем геохимические горизонты, которые могут быть использованы в целях корреляции. При этом подтвердилось, что изучение типов ассоциаций химических элементов при расчленении осадочных толщ имеет определенные преимущества по сравнению с изучением распределения концентраций (и их дисперсий) отдельных химических элементов. Все выделяемые на основании изучения ассоциаций геохимические границы имеют достаточно четкие очертания, что позволяет устанавливать их в разрезе «с точностью» до одной пробы. Кроме того, исследование ассоциаций химических элементов позволяет: расчленять разрезы с любой заданной степенью детальности, устанавливая участки, разделенные зонами, в пределах которых большинство химических элементов изменяет свои связи; подразделять эти участки на более мелкие горизонты «второго порядка», разделяемые пачками, в пределах которых изменяет связи лишь часть химических элементов и т. д. Наконец, исследование ассоциаций дает возможность получать сведения о химическом поведении большого числа элементов в предельно «свернутой» форме, что в значительной мере облегчает стратиграфическую интерпретацию материала.

#### 4.4. КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЯ

Под климатостратиграфией понимается система приемов и методов палеоклиматических реконструкций, предназначенных для дробного (внутрирусного) стратиграфического расчленения и межрегиональной корреляции осадочных образований. С помощью климатостратиграфической методики составляются климатостратиграфические схемы, которые существенно увеличивают дробность расчленения и надежность корреляции осадочных толщ. Естественно, что возможности климатостратиграфии ограничены интервалами геологической истории, для которых был характерен неустойчивый и быстро изменчивый во времени климатический режим. Практически это ледниковые эпохи в широком понимании, возникавшие на Земле вслед за перемещением крупных по площади материковых глыб в околополюсные широты,— поздний рифей, ордовик, пермо-карбон и поздний кайнозой. Наиболее эффективны методы климатостратиграфии в применении к плиоценовым и четвертичным отложениям.

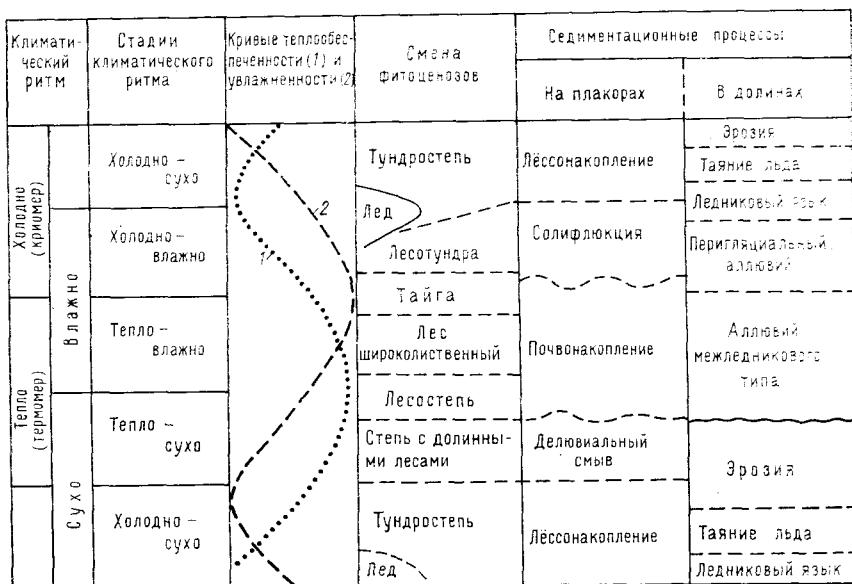


Рис. 4.33. Принципиальная схема климатического ритма в плейстоцене и соответствующего ему климатоседиментационного цикла для 50—55° с. ш.

Палеоатмосфера оставила после себя единственный памятник — современную атмосферу [Будыко М. И., 1974], и никаких «остатков древнего климата» в отложениях нет. Климатостратиграфия — это системный подход, предполагающий использование комплекса методов (литологического, палеонтологического, геохимического, геоморфологического, изотопного и др.) для установления направленности и амплитуды климатических изменений. Каждый из этих методов сам в какой-то мере может свидетельствовать о температурном режиме и увлажненности в момент формирования осадков. Но достоверные суждения можно получить лишь при условии совокупного рассмотрения данных разных методов.

Исходным в климатостратиграфии является понятие о климатическом ритме — закономерной последовательности нескольких периодически повторяющихся во времени стадий климатического режима. Каждая из них характеризуется определенным, ей свойственным соотношением теплообеспеченности и увлажненности. Эмпирически установлено, что во времени эти два важнейших климатических параметра описываются каждый волнообразной кривой и что максимум и минимум теплообеспеченности предшествуют максимуму и минимуму увлажненности. Поэтому климатический цикл состоит в первом приближении из четырех стадий: тепло — сухо → тепло — влажно → холодно — влажно → холодно — сухо (рис. 4.33), которые можно объеди-

нить в две полуволны: теплую и холодную (имея в виду теплообеспеченность) и влажную и сухую (имея в виду увлажненность).

Процесс осадконакопления столь же тесно связан с климатическим режимом, как и с режимом тектонических движений. Например, иссушение климата ведет к усилению эрозии и склоновых процессов в речном бассейне точно так же, как и тектоническое поднятие территории. И оба воздействия одинаковым образом будут отражены на гранулометрической кривой и в фациальном облике осадка. Увлажнение климата, наоборот, вызовет тот же ответ в осадконакоплении, что и тектоническое погружение. Таким образом, климатическому ритму с его двумя полуволнами и четырьмя стадиями в разрезах будет отвечать седиментационный или, точнее, климатоседиментационный цикл. Фиксирование его всеми возможными способами и методами и есть первая и главная задача климатостратиграфии.

Климатическая зональность — главный фактор, осложняющий климатостратиграфические построения. Известно, что в высоких широтах ( $50-80^\circ$ ) главными в изменении климата являются колебания температур, амплитуда которых увеличивается с широтой, в то время как в средних широтах ( $20-40^\circ$ ) — колебания увлажненности. Соответственно все экзогенные геологические процессы (эрозия, выветривание и т. п.), а также живые организмы в высоких широтах сильнее реагируют на изменение теплообеспеченности, а в средних широтах — на изменение увлажненности. Это обстоятельство предопределяет существование в позднем кайнозое нескольких палеоклиматических поясов, для каждого из которых характерен свой тип климатоседиментационной цикличности. Высокие широты (севернее  $50^\circ$  в Европе,  $60^\circ$  в Азии и  $40^\circ$  в Северной Америке) — пояс с ледниковым типом седиментационной цикличности, с чередованием в разрезе морен и межморенных отложений; умеренные широты ( $45-55^\circ$  в Евразии,  $34-45^\circ$  в Северной Америке) — пояс с перигляциальным типом цикличности, с чередованием лёссов и погребенных почв; средние широты ( $20-40^\circ$ ) — пояс с семиаридным типом цикличности, с чередованием в озерных бассейнах солевых и иловых горизонтов.

Климатоседиментационные циклы в целом, в любом их зональном выражении, а еще чаще их половины (например, ледниковые и межледниковые отложения, лёсс и почва и т. п.), представляют собой картируемые геологические тела, т. е. местные стратиграфические подразделения. Однако и при отсутствии седиментационного отражения климатические ритмы могут и должны использоваться при геологической съемке. Например, в фациально однородных озерных толщах континентов колебания климата устанавливаются по изменению комплекса спор и пыльцы, видового состава диатомовых или химического состава илов. Эти скрытые климатические ритмы (климатемы) не явля-

ются картируемыми геологическими телами, но служат корреляционными уровнями.

Таким образом, климатический ритм (цикл) может выступать (либо) как местное картируемое геологическое тело и (либо) как корреляционная «климатостратиграфическая зона». Эта двойственность вызывает некоторые трудности в терминологии.

Одна из важнейших особенностей климатической ритмичности (и соответственно климатоседиментационной цикличности) — ее многомасштабность, указывающая, по мнению большинства исследователей, на тесную зависимость изменения климата от воздействия периодических внешних факторов, таких, например, как колебания орбитальных параметров движения Земли, колебания солнечной активности и др. Эта многомасштабность ритмики позволяет классифицировать климатические события в некоторые иерархические ряды, остающиеся еще предметом дискуссий. Бесспорно лишь, что диапазон амплитуд климатических колебаний, фиксируемых в разрезах, огромен — от годичной пары слоев до ритмов длительностью 200—300 млн. лет. Однако объектом климатической стратиграфии являются лишь ритмы (циклы) среднего интервала длительностью от 1 тыс. лет до 1—2 млн. лет, т. е. ритмы, представляющие интерес с точки зрения стратиграфического расчленения и корреляции внутри яруса. Климатостратиграфический критерий, таким образом, не подменяет, а дополняет биостратиграфический. И в этом плане климатостратиграфия может с успехом использоваться при детализации стратиграфического расчленения многих ярусов фанерозоя. Что же касается четвертичных и плиоценовых отложений, то здесь климатостратиграфический критерий давно уже признан одним из основных при геологическом картировании как континентальных, так и морских осадочных толщ.

#### 4.4.1. ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Палеоклиматические реконструкции — обязательный элемент историко-геологических исследований. Методика их применительно к доплиоценовому фанерозою, основанная на использовании данных формационного анализа и литолого-минералогических и палеонтологических индикаторов климата, подробно описана В. М. Синицыным [1967 г., 1980 г.]. С ее помощью устанавливаются крупнопериодические (в интервале эпох) изменения климата и общие направления в эволюции климата кайнозоя — от устойчивого стабильно мягкого в палеоцене — эоцене к резко контрастному неустойчивому ледниковому климату в плио-плейстоцене. Эта методика достаточна для целей палеоклиматографии и исторической геологии, т. е. для описания локальных палеоклиматов (климатов, синхронных формированию осадков свиты и других местных стратонов) или для

подразделений общей геохронологической шкалы (века, эпохи, периоды). Но она недостаточна для климатостратиграфии, нацеленной на расчленение и корреляцию более дробных разрезов.

**Особенности литолого-фациальных исследований в рамках климатостратиграфии.** Для детальных палеоклиматических реконструкций эффективен способ выявления и классификации различного рода текстурных особенностей пород. Наиболее информативны текстуры, отражающие динамику экзогенных процессов, связанных с фазовыми переходами воды в лед и обратно. Это прежде всего весьма разнообразные криогенные текстуры, возникающие при сезонном и многолетнем промерзании и оттаивании слоя: псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, фиксирующие крупнопolygonальные комплексы обводненных низин зоны многолетней мерзлоты, криосолифлюкционные текстуры горных склонов и т. д. Классификация и описание этих текстур даны А. И. Поповым [1967 г.], примеры использования криомерзлотных текстур для дробного стратиграфического расчленения четвертичных отложений — Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградским [1974 г.]. По криогенным текстурам можно не только устанавливать наличие в данном районе в прошлом многолетней мерзлоты, но и с достаточной степенью достоверности судить об амплитуде сезонных температурных колебаний и тем самым о подразделении зоны многолетней мерзлоты на широтные подзоны, включая южную подзону временной мерзлоты.

Также могут использоваться текстуры, возникавшие в теле ледниковых щитов, в их нижней моренонасыщенной части. Среди них Ю. А. Лаврушин различает текстуры течения, формирующиеся на границе двух соседних пластов льда, двигающихся с различной скоростью и разделенных тонким прослоем водной «смазки», где концентрируется вытравляющий из льда мелкообломочный материал, давления и смятия (гляциотектонические), гляциодиапировые и т. д. Опираясь на анализ этих текстур, Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский [1975 г.] пришли, например, к выводу о том, что санчуговская свита севера Западной Сибири, традиционно относимая к бо-реальной трансгрессии (по В. Н. Саксу и С. Л. Троицкому), представляет собой морену ледникового щита, надвигавшегося на низменность из области полярного шельфа. Ознакомление с доводами этих исследователей (пока еще не бесспорных) весьма полезно для геологов, работающих в Сибири и на севере европейской части СССР.

Для перигляциального пояса с площадным развитием лёсовых покровов большое значение имеет палеопедологический метод. Тщательное описание и диагностика погребенных почв и связанных с ними иллювиальных карбонатных горизонтов дают основу не только для самого дробного стратиграфического рас-

членения лёссовых толщ, достигающих местами мощности 50—100 м, но и для межрегиональных корреляций. Методика педостратиграфических работ на примере лёссовых разрезов Украины разработана М. Ф. Векlichem и др. [1979]. Для геологов, работающих в Средней Азии, полезна работа И. Н. Степанова и У. К. Абдуназарова [1977]. Рекомендуется использовать также опыт климатостратиграфического расчленения лёссовых покровов, накопленный европейскими исследователями [Смоликова Л., Ложек В., 1965], которые комплексный почвенно-палеонтологический анализ нередко завершают построением палеотемпературной кривой (рис. 4.34). Педостратиграфические построения должны проводиться с учетом данных всего возможного комплекса методов (палеонтологического, палеомагнитного, термолюминесцентного, геохимического и др.).

Минералогический анализ — обязательная часть комплексной климатостратиграфической методики. При анализе терригенной компоненты рыхлого осадка главное внимание в рамках климатостратиграфического критерия следует уделять разделению минеральных ассоциаций на олигомиктовые, состоящие из устойчивых минералов (сортированных по размеру) и отражающие фазы теплого и влажного климата, и полимиктовые, отражающие фазы холодного или сухого климата. Весьма показательными могут быть различные коэффициенты устойчивости, например кварц-полевошпатовый и т. п.

Наиболее эффективным в палеоклиматическом отношении оказывается анализ аутигенных компонентов, поскольку они являются неплохим индикатором режима увлажненности. Список типоморфных минералов зоны гипергенеза приведен на рис. 4.35. В разрезах новейших образований перигляциальной и аридной зон горизонты с обильным содержанием аутигенных минералов или диагенетических конкреций могут иметь важное стратиграфическое значение. Вообще, в южных районах СССР, особенно в Средней Азии, минералогический анализ дает, безусловно, больше данных для климатостратиграфического расчленения, нежели в ледниковой зоне. Особенно он важен при описании климатоосадочных циклов с участием эвапоритовых горизонтов.

Наконец, определенное стратиграфическое значение в ряде случаев могут иметь инженерно-геологические характеристики осадочных толщ, нередко связанные с климатическими особенностями осадконакопления. Например, замечено, что однородные отложения одинакового генезиса обладают большей плотностью в холодных условиях седиментации, меньшей — в теплых. Такие показатели, как компрессионные свойства пород, пластичность, влагоемкость и т. п., могут быть особенно полезны при стратиграфическом расчленении однородных в генетическом отношении пород, таких, как лёсс и морена [Руководство..., 1976, с. 82—84].



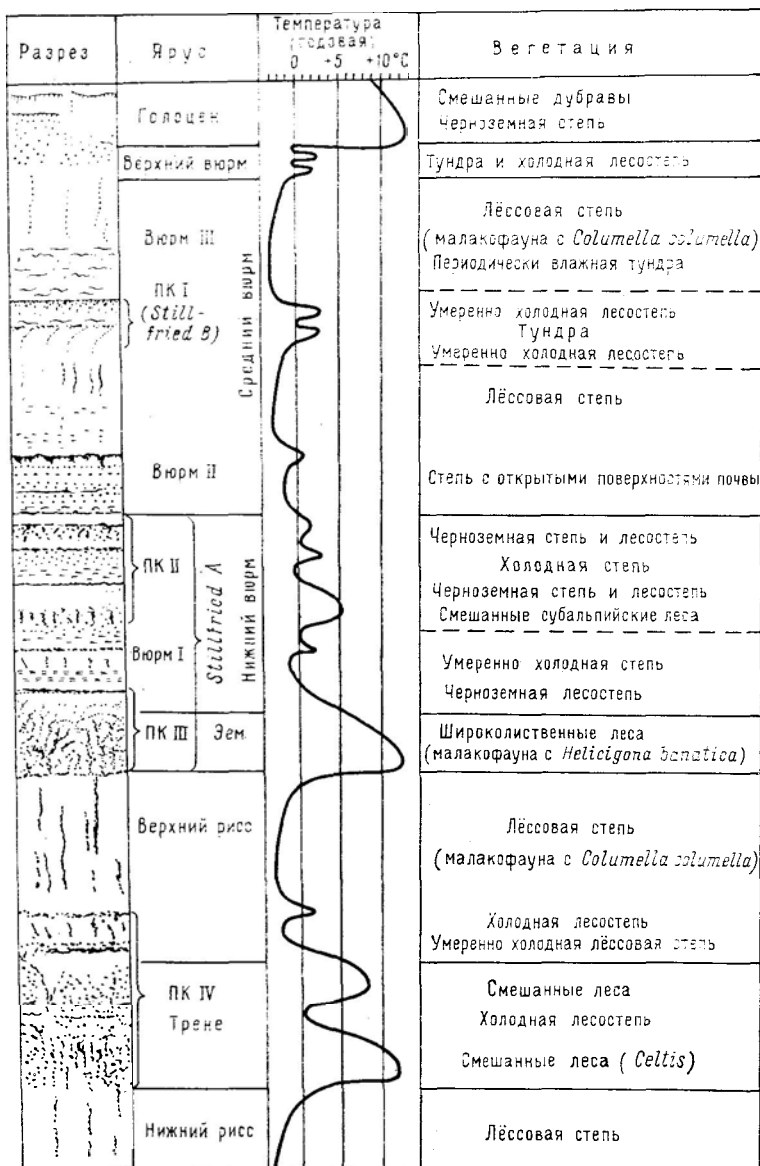


Рис. 4.34. Верхняя часть разреза лёссовой формации Чехословакии с серией погребенных почв, температурная кривая и биоценологические доминанты (по Л. Смолниковой и В. Ложеку [1965 г.]).

В колонке «ярус» отмечены местные (региональные) климатостратиграфические подразделения — криомеры и термомеры; ПК I—ПК IV — почвенно-климатические комплексы.

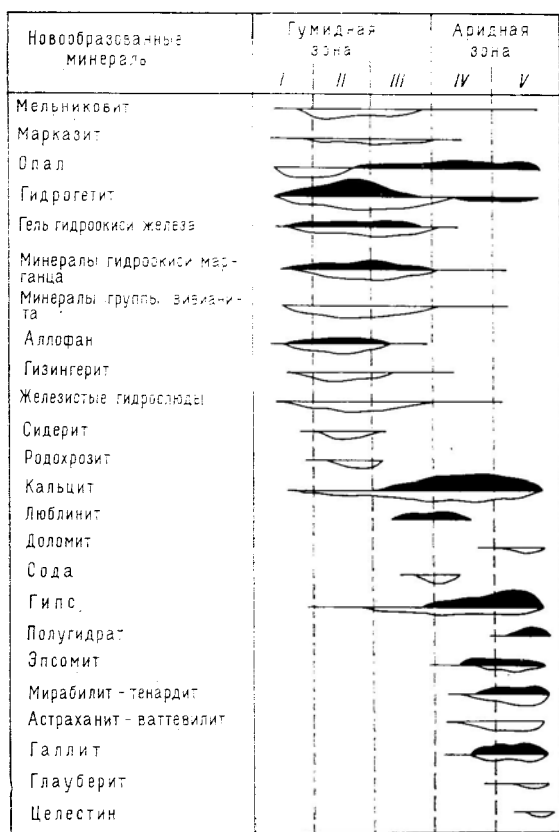


Рис. 4.35. Парагенетические комплексы аутигенных минералов эпигенетической стадии гипергенеза — индикаторы обстановки (по В. В. Добровольскому [1966 г.]).

I—V — зоны: I — тундр, II — лесная, III — лесостепная, IV — степная, V — пустынная. Зачерненные участки — аутигенные гипергенные минералы, светлые — гидроморфные.

Химический состав отложений, особенно в горизонтах гипергенного преобразования (коры выветривания, почвы и т. п.), является одним из критериев детализации климатостратиграфического расчленения. В частности, показательны кривые изменения соотношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  илстой фракции. На графиках, приводимых О. П. Добродеевым [Руководство..., 1976, рис. 15, 16], видно, что уменьшение миграционной роли кремния отражает нарастание холода и сухости. Кривая содержания  $\text{CaCO}_3$  в морских, а отчасти и в озерных осадках также может отражать характер климатической обстановки, однако палеоклиматическая интерпретация ее должна учитывать различия в седиментационной обстановке. Так, например, в глу-

боководных океанических осадках максимальное содержание кальция наблюдается в слоях, соответствующих похолоданию, что объясняется более сильным вертикальным перемешиванием вод океана в это время и большей растворимостью  $\text{CaCO}_3$  в холодных водах [Haas J. D, 1969]. Однако в Каспии и в Северной Атлантике, наоборот, кальцием более богаты слои, соответствующие потеплению климата, что объясняется увеличением солености вод Каспия в межледниковья [Руководство..., 1976, с. 119] и увеличением терригенного сноса в Атлантике [Haas J. D. e. a., 1969].

**Особенности палеонтологических исследований в рамках климатостратиграфии.** Дробность биостратиграфического расчленения лимитируется объемом биозон и соответствующих им биохронов. Для позднего кайнозоя длительность биохронов в фауне млекопитающих колеблется от 0,5 до 0,8, в фауне солоновато-водных моллюсков Понто-Каспия — от 0,3 до 1,5, в фауне планктонных фораминифер — от 0,25 до 1,4, во флоре кокколитофорид — от 0,2 до 4 млн. лет. Таким образом, первые сотни тысяч лет — это предел возможностей биостратиграфии. Однако палеонтологический метод продолжает «работать» и дальше, но уже в рамках климатостратиграфического критерия, т. е. на основе фиксации широтной миграции границ биоценозов. Пространственная амплитуда таких миграций, носящих периодический характер, разномасштабна и колеблется от десятков километров до 1—2 тыс. км. Она четко отражает масштабы и длительность периодических климатических колебаний, измеряющихся от сотен до миллионов лет.

Имеются три основных способа реконструкций климата, обусловленные миграцией широтных границ биоценозов: а) с использованием видовых индикаторов; б) с использованием морфологических индикаторов (фенозон); в) по смене доминантов в биоценозах.

Использование видовых биоклиматических индикаторов основано на интерполяции в прошлое современных экологических требований организмов. Зная предельные и оптимальные условия тепло- и влагообеспеченности представленных в современной флоре и фауне видов, а также их современные\* географические ареалы, по нахождению остатков этих видов в той или иной части разреза можно предположить наличие в момент осадконакопления климатического режима, идентичного современному. Этот способ требует выбора видов с максимально узким экологическим спектром и по крайней мере двух допущений: что экологические связи вида со средой за прошедшее время не менялись и что встреченные остатки не переотложены. Достоверность проводимых реконструкций, естественно, резко

---

\* Голоценовые или во всяком случае не измененные деятельностью человека.

снижается с удалением в прошлое, поэтому указанный способ применим только для плейстоцена.

Использование морфологических статистических показателей основано на экстраполяции в прошлое формы и размеров частей организма или остатков скелета и раковин животных, обитающих ныне в том или другом климатическом поясе. Например, листья малого размера с изрезанным (или «рассеченным») краем характерны для растений, произрастающих в холодном климате, в то время как в теплом климате у растений развиты крупные листья с «цельным» гладким краем, сердцевидным основанием, кожистой поверхностью и пальметным расположением жилок. В условиях же влажного климата листья обычно имеют вытянутую вершинку — «капельный» конец [Wolfe J. A., 1978]. У некоторых видов фораминифер левозавернутые раковины встречаются преимущественно в горизонтах похолодания, правозавернутые — в горизонтах потепления [Hays J. D. e. a., 1969]. Размер раковин моллюсков в холодных водах всегда меньше, чем у того же вида, обитающего в более теплых водах, и т. д.

Использование смены доминантов в биоценозах основано на статистическом изучении количественных соотношений видов и родов. По ним выделяются так называемые ценозоны — стратиграфические интервалы с определенным устойчивым сочетанием видов или родов. Этот способ особо широко используется в палеопалинологии. Как известно, спорово-пыльцевые, или палинологические, зоны отражают усредненный состав растительного покрова для довольно больших территорий. По данным спорово-пыльцевого анализа можно установить как локальный состав фитоценоза (болота, лесной опушки), так и зональный (поясной) тип растительного покрова. Например, тундровый тип спорово-пыльцевого спектра характеризуется примерно равным содержанием пыльцы древесных пород, трав и спор, лесной — господством пыльцы древесных растений, степной — преобладанием пыльцы трав, в особенности полыней, лебедовых, эфедры и т. д. [Методическое руководство..., 1954—1955; Руководство..., 1976]. Последовательность палинозон по разрезу интерпретируется как смена доминантов, происходящая путем экологического замещения видов и фитоценозов под влиянием изменяющегося климата. Особенно важно то, что такие смены доминантов происходят параллельно в различных фитоценозах в пределах целого климатического пояса, а нередко и соседних поясов. Благодаря этому метод ценозон дает хорошую основу для межрегиональной климатостратиграфической корреляции.

Палинологическое расчленение разрезов — наиболее действенный метод для выявления стадийных особенностей климатического ритма (тепло—сухо, тепло—влажно и т. д.). Несомненно худшие результаты дает изучение флоры диатомовых и водной фауны, состав которых в большей мере отражает фациальную

обстановку по сравнению с пылью, значительная часть которой переносится ветром.

**Методы количественной термометрии.** В настоящее время в климатостратиграфии усиленно развиваются методы количественной термометрии. К числу их относятся метод кальциево-магниевого, кальциево-стронциевого отношений, изотопно-кислородный, изотопно-углеродный и аминокислотный. Все они основаны на зависимости формирования  $\text{CaCO}_3$  раковин моллюсков и фораминифер, а также примесей Mg, Na, Sr от температуры окружающей воды, ее изотопного состава и солености. Получаемые этими методами значения температур донных либо поверхностных вод не являются абсолютными, так как специфичны для каждого вида и зависят также от ряда приводящих факторов. Тем не менее они имеют бесспорное значение для межрегиональной климатостратиграфической корреляции, не говоря уже о расчленении.

Кальциево-магниевого методика, применяемая для морских раковин кальцитового состава, проста, но дает лишь приблизительные оценки, прежде всего ввиду диагенетических изменений в структуре  $\text{CaCO}_3$ . Она описана в работах Т. С. Берлин и А. В. Хабакова [1966 г.], Е. В. Краснова [1981 г.], Л. А. Дорофеевой [1982 г.] и других. Палеотемпературы пресных вод отражаются кальциево-стронциевым индексом по методу, разработанному Н. А. Ясамановым [1977 г.] применительно к раковинам моллюсков арагонитового состава.

Наиболее совершенна, но и наиболее сложна изотопная методика [Боуэн Р., 1969 г.; Тейс Р. В., Найдин Д. П., 1973 г.; Руководство..., 1976]. Она основывается на том, что в холодных водах содержание тяжелого изотопа  $^{18}\text{O}$  выше, чем в теплых (в среднем отношение  $^{18}\text{O}$  к легкому изотопу  $^{16}\text{O}$  составляет 1 : 500). Ц. Эмилиани нашел этим методом, что температура глубинных вод океана понизилась за последние 35 млн. лет на  $8^\circ\text{C}$  и что в разрезе донных осадков океана чередуются горизонты с большим и меньшим содержанием  $^{18}\text{O}$ . В настоящее время установлено, что соотношение  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в карбонатных скелетах во многом зависит от изотопного фона воды океана, который связан с объемом пресных льдов на поверхности Земли (в ледниковых щитах концентрация легкого изотопа  $^{16}\text{O}$  относительно выше, чем в океане). Кривые колебаний  $\delta^{18}\text{O}$  строятся в основном по керну глубоководных осадков океана и отражают как температуру океанических вод (донных и поверхностных), так и объемы глетчерного льда в разные интервалы времени. С помощью этого метода сейчас разработана общая для океана палеоклиматическая шкала кайнозоя [Chackleton N. Y., Opdyke N. D., 1973], к которой можно привязывать местные и региональные климатостратиграфические схемы, охарактеризованные изотопно-кислородным методом.

Следует иметь в виду, что применение кислородного метода к отложениям замкнутых бассейнов типа Понто-Каспийского существенно ограничено вследствие большого притока в них пресных вод, богатых легким изотопом  $^{16}\text{O}$ . Поэтому для таких бассейнов кривая  $\delta^{18}\text{O}$  должна интерпретироваться как вариации опреснения и осолонения бассейна. Так, например, при трансгрессиях (и опреснении) Каспийского моря содержание  $^{18}\text{O}$  в его водах уменьшалось [Руководство..., 1976, с. 162].

Физические основы изотопно-углеродного метода еще недостаточно разработаны, но кривая по отношению  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , как показывают эмпирические данные экспедиций «Гломара Челленджера», хорошо отражает изменение изотопного состава углерода воды океана, и особенно прибрежных вод, в связи с периодическим колебанием солености. Таким образом,  $\delta^{13}\text{C}$  фиксирует степень отклонения условий обитания моллюсков и фораминифер от нормально-морских, и потому этот метод потенциально наиболее пригоден для климатостратиграфического расчленения отложений замкнутых бассейнов типа Понто-Каспийского.

#### 4.4.2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО КРИТЕРИЯ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ

В климатостратиграфии внимание геолога сосредоточивается на экзогенных факторах осадконакопления. Климатоосадочный цикл принципиально отличен от тектоноосадочного. Во-первых, он трассируется через границы структурно-фациальных зон, но локализуется в пределах широтных палеоклиматических поясов, границы которых безразличны для тектоноосадочных циклов. Во-вторых, длительность климатоосадочных циклов колеблется в интервале от первых тысяч до первых сотен тысяч лет, в то время как длительность тектоноосадочных циклов, как правило, измеряется миллионами лет, т. е. на порядок больше. Из сказанного понятно, что геологически кратковременное литологическое единство осадков, фиксируемое при климатостратиграфических исследованиях (лёсс, морена, почва и т. д.) и отражающее единство экзогенных процессов в широтных климатических поясах, не следует именовать свитами, которые представляют собой литологическое единство пород в пределах структурно-фациальных зон и соответствуют тектоноосадочному циклу или одной из его фаз. Эти подразделения названы В. А. Зубаковым [1969 г.] генетико-стратиграфическими\*.

\* Употребляющиеся в практике генетико-стратиграфические, климатостратиграфические, палеомагнитные (см. раздел 4.6) и т. п. подразделения являются терминами либо свободного пользования, либо вспомогательными и «Стратиграфическим кодексом СССР» не регламентируются.— Прим. ред.

а Ф. А. Каплянкой и В. Д. Тарноградским [1973 г.] — стратогенетическими. Наиболее удобная их аббревиатура — стратоген.

Временные границы стратогенов — погребенных почв, морен и т. п. — существенно диахронны, особенно в меридиональном направлении. Но в сходной экзогенной обстановке они могут быть изохронными в широтном направлении на протяжении многих сотен и тысяч километров. В геологической практике номенклатура стратогенов обычно составляется из генетического определения картируемого геологического тела (морена, лёсс, лимний, аллювий и т. п.) и географического названия по стратотипическому разрезу. Примеры выделения, детального описания, взаимоотношений стратогенов и их наименований можно найти в работе В. К. Шкатовой [1973 г.].

Следует отметить, что расчленение разрезов плиоцен-четвертичных образований на уровне стратогенов требует, во-первых, комплексного использования всех возможностей стратиграфии и геоморфологии [Ганешин Г. С., 1979] и, во-вторых, документации разрезов со сплошной зарисовкой и фотографированием. Естественно, что выделение стратогенов далеко не идентично выделению генетических типов отложений — подразделений чисто генетической, а не стратиграфической классификации. Так, в стратогены могут объединяться части стратиграфического чехла, включающие в себя разные генетические типы отложений, лишь бы среди них выделялся ведущий признак, позволяющий опознавать все целое. Например, стратогеном будут все осадки погребенной речной террасы, хотя кроме аллювия в ее разрезе могут быть делювиальные шлейфы, овражные конусы выноса, линзы озерных осадков, эоловые образования и т. д. Стратогеном будет и комплекс краевых ледниковых образований, также имеющий полигенетическое происхождение. При этом важно одно: чтобы залегающие друг на друге или сменяющие друг друга в пространстве стратогены отличались не только генетически, но и по возрасту. А если возрастная граница может быть проведена внутри генетически единой толщи, например в разрезе вскрыты две лежащие друг на друге погребенные террасы, то эту толщу также следует разделить на два стратогена.

При выделении стратогенов надо иметь в виду, что большинство генетических типов при переходе из одного палеоклиматического пояса в другой меняют свой фациальный облик, приобретая или теряя какие-то зональные (поясные) особенности. Например, аллювий рек гумидного пояса отличен от аллювия аридного пояса, а аллювий межледниковой стадии цикла совсем не похож на аллювий ледниковой стадии. Не меньше различий также внутри склоновых элювиальных и озерных отложений разных климатических поясов.

Таким образом, в случае климатостратиграфического расчленения осадочных толщ возможны два варианта использо-

вания стратиграфической терминологии. При первом варианте расчленение идет на дробные, непосредственно картируемые стратогенетические подразделения — стратогены, которые по своему статусу аналогичны свитам, но по содержанию представляют собой климатоосадочные циклы или их части. Они должны рассматриваться как сугубо местные подразделения, выделяемые в соответствии со стратотипами. Этот вариант обычен для территории со сложным рельефом и развитием континентальных, генетически разнородных осадочных образований.

При втором варианте, обычном при картировании морских, а также фашиально и генетически однородных мощных континентальных толщ, местными картируемыми подразделениями остаются свиты или их части. Климатостратиграфический критерий используется при этом лишь для расчленения опорных разрезов свит и их корреляции друг с другом, а также для привязки местной стратиграфической схемы к поясной. Выделенные в этом случае климатостратиграфические подразделения соответствуют «скрытым климатическим ритмам» или их частям и имеют статус климатостратиграфических зон. Последние не идентичны цено- и палинозомам и могут, например, включать в себя несколько палинозон. Практика свидетельствует о пользе выделения для таких подразделений (климатостратиграфических зон) общего внетаксонного термина «климатомер», под которым понимается одна из противоположных частей климатического ритма. При этом «холодную» часть ритма можно именовать криомером, его временной эквивалент — криохроном, а «теплую» часть — термомером и термохроном.

При построении местных климатостратиграфических схем необходимо в большинстве случаев составлять две сводные для района колонки: для междуречий, занятых покровной толщей, и для речных долин, выполненных аллювием. Обе колонки будут состоять из разных стратогенов, хотя могут содержать и общие (прежде всего погребенные почвы и лёссы).

Местные климатостратиграфические схемы (рис. 4.36) желательно сопровождать сводной палеоклиматической кривой, отражающей последовательность осадков и предполагаемую амплитуду климатических колебаний. Последняя может выражаться либо в «условных градусах» (по  $\delta^{18}\text{O}$  или Ca/Mg-методу), либо в индексах (по Ca/Sr-методу), либо размерами широтного перемещения границ палеоклиматических поясов. Определение температур (средней годовой, самого теплого и самого холодного месяцев), а также годовой суммы осадков можно производить и по палеонтологическим данным с помощью так называемого ареологического метода путем составления климатограмм, как это предлагается В. П. Гричуком [1981 г.].



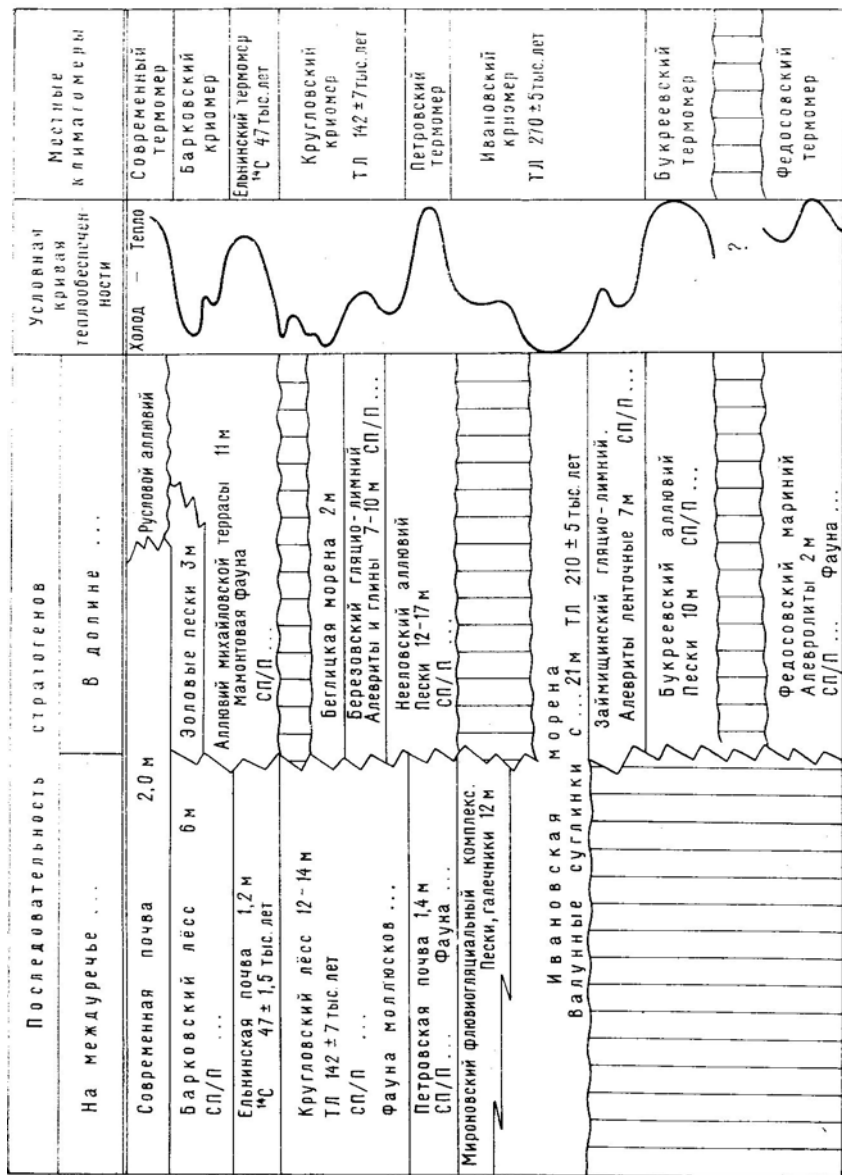


Рис. 4.36. Примерная форма графического изображения местной климатостратиграфической схемы.

СП/П — спорово-пыльцевая зона; ТЛ — термолюминесцентный метод определения возраста пород; 142 — углеродный метод.

#### 4.4.3. РЕГИОНАЛЬНАЯ КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Климатостратиграфическая корреляция лишь недавно вошла в практику геологического картирования четвертичных и плиоценовых отложений, и многие вопросы, с нею связанные, особенно терминологические, являются еще предметом дискуссии, нашедшей отражение в работах Г. С. Ганешина, В. А. Зубакова [1977 г.], Е. В. Шанцера и др. [1973], И. И. Краснова, К. В. Никифоровой [1973 г.], В. В. Меннера и др. [1978 г.], В. А. Зубакова [1980]. Ниже отмечены лишь исходные методологические положения, облегчающие читателю самостоятельную доработку проблемы.

Первое, к чему приходит большинство обсуждающих проблему климатостратиграфической корреляции,— это необходимость различения региональных климатостратиграфических схем и общей климатохронологической шкалы. В качестве региональных климатостратиграфических подразделений выделяются климатоосадочные циклы, или «скрытые» климатические ритмы, которые могут быть уверенно «опознаны» в пределах достаточно крупного региона, являющегося обычно частью широтного климатического пояса (например, прибалтийская часть ледниковой зоны, причерноморская часть лёссовой зоны и т. п.). Циклы (ритмы) «опознаются» по всей совокупности признаков, т. е. с помощью комплекса данных, входящих в так называемую характеристику корреляционного климатостратиграфического подразделения. Главными в этой характеристике являются все же палеонтологические данные, позволяющие, во-первых, выделить общую для региона последовательность климатических событий, увязанную с направленностью изменений в разных группах органического мира, и, во-вторых, предварительно вывить относительную иерархию климатолитов.

Обычно в региональных климатостратиграфических схемах четвертичных отложений выделялись два-три таксона, например для ледниковой зоны (по А. И. Москвитину): 1) ледниковый «ярус», 2) ледниковая стадия, 3) фаза. Е. В. Шанцер и др. [1973] рекомендуют для региональных климатостратиграфических подразделений использовать термины «горизонт», а также «надгоризонт» и «подгоризонт». Эта терминология нашла свое отражение в практике составления региональных унифицированных стратиграфических схем четвертичных отложений. Однако климатостратиграфический горизонт по своему содержанию не совсем отвечает региональному горизонту, предусмотренному «Кодексом». Поэтому, по-видимому, более целесообразно для региональных подразделений климатостратиграфического обоснования иметь свою терминологию и таксономическую шкалу. Вариант такой шкалы приведен в табл. 4.1.

Таблица 4.1

## ТЕРМИНОЛОГИЯ И ТАКСОНОМИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ КЛИМАТОМЕРОВ

Таксономические единицы	Примеры (для Северо-Запада европейской части СССР)	Критерии „опознания“
Мегаклиматолит (мегакриолит, мегатермолит) — «климатический надгоризонт»	Среднерусский мегакриолит (мегакриохрон), лихвинский мегатермолит (мегатермохрон)	Смена руководящих видов или форм в наиболее быстро эволюционирующих группах фауны, изменение соотношения географических элементов во флоре (по В. П. Гричуку)
Климатолит (криолит, термолит) — «климатический горизонт»	Валдайский криолит (криохрон), микулинский термолит (термохрон)	Изменение состава показательных видов и видов-доминантов для термолитов (по В. П. Гричуку)
Субклиматолит (субкриолит, субтермолит) — «климатический подгоризонт»	Осташковский субкриолит (субкриохрон), молодого-шекснинский субтермолит (субтермохрон)	Точные хронометрические данные
Стадиал (криостадиал, термостадиал)	Померанский криостадиал (стадиальные слои), брерупский термостадиал (межстадиальные слои)	То же
Фазиал (криофазиал, термофазиал)	Лужский криофазиал, аллередский термофазиал	»

## 4.4.4. ОБЩАЯ КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА

На базе одних стратиграфических методов в большинстве случаев невозможно осуществлять межрегиональную корреляцию многочисленных местных ледниковий и межледниковий — локальных палеоклиматических событий\*. В «Стратиграфическом кодексе СССР» в качестве общего климатостратиграфического подразделения плейстоцена предложен специальный таксон — звено, охватывающее сумму местных климатомеров. Однако и этот термин, по существу, является более биостратиграфическим, нежели климатостратиграфическим.

В последние (1973—1976) годы Н. Шекльтон и Н. Опдаик на базе сопряженного использования изотопно-кислородной и палеомагнитной методик предложили шкалу изотопных «яру-

\* Так называемая альпийская ледниковая шкала не имеет ни стратотипов, ни даже однозначного определения и понимания объемов подразделений, и в настоящее время использовать ее не рекомендуется.

сов» для последнего 900-тысячелетнего интервала разреза глубоководных осадков океана. В уточненном виде [Mogley I. I. e. a., 1981] она в настоящее время может служить эталоном общей климатостратиграфической шкалы плейстоцена (рис. 4.37, I).

Привязка к этой шкале региональных палеоклиматических событий на суше возможна при условии:

а) наличия такой же непрерывной последовательности климатомеров в конкретном континентальном разрезе;

б) обязательного использования комплекса радиометрических и палеомагнитных методов.

Этим условиям отвечает опорный разрез Черноморского плейстоцена, для которого в 1980—1982 гг. получено 19 временных реперов (12 магнитных, 6 термолюминесцентных, 1 урановый), независимо подтверждающих друг друга (рис. 4.37, III<sub>1-2</sub>).

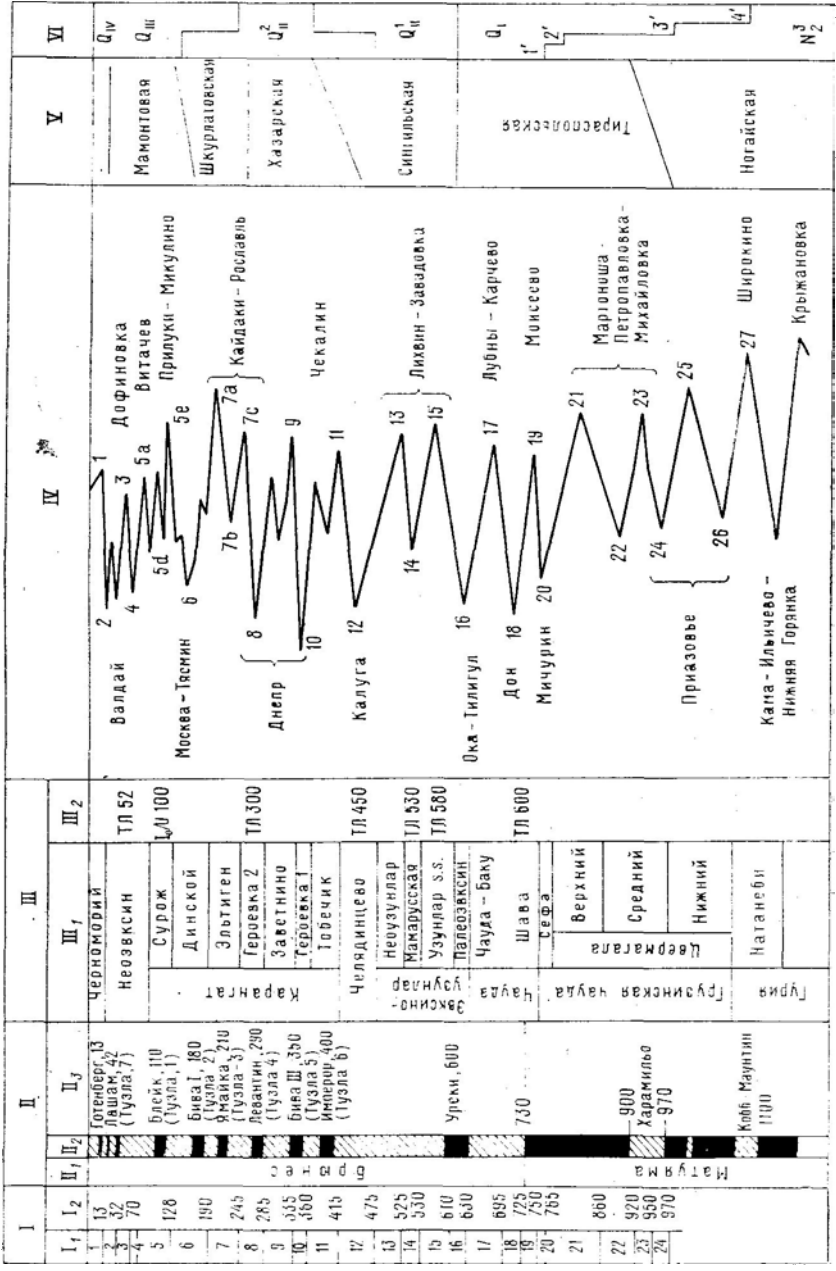
Климатостратиграфическая методика дробного расчленения и корреляции разрезов применима и для плиоцена, но на основе более крупных климатостратиграфических подразделений, отвечающих частям ритмов в 0,4 и 2,5 млн. лет (рис. 4.38).

#### 4.5. РАДИОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Радиологическая, или изотопная, хронометрия в последние годы все чаще применяется в практике геологических исследований, в том числе и при крупномасштабном геологическом картировании. Особенно большое значение она имеет в стратиграфии докембрийских отложений, для которых ограничены возможности использования наиболее универсального биостратиграфического метода.

В практической стратиграфии фанерозоя радиологические методы все еще применяются недостаточно широко из-за редкости объектов, по которым этими методами можно получить достоверные результаты, сложности опробования, все еще слаборазвитой аналитической базы и, главное, из-за больших погрешностей, превышающих обычно требования, предъявляемые к расчленению отложений, в том числе и при крупномасштабном геологическом картировании. Тем не менее необходимо иметь в виду, что этими методами можно успешно датировать возраст магматических и метаморфических образований, к которым неприменимы обычные стратиграфические методы. В настоящее время прилагаются огромные усилия для того, чтобы увязать подразделения общей стратиграфической шкалы с радиологической хронометрией. Очевидно, что лучшие результаты в этом направлении могут быть получены за счет комплексирования методов изотопной хронометрии и традиционных методов стратиграфии.

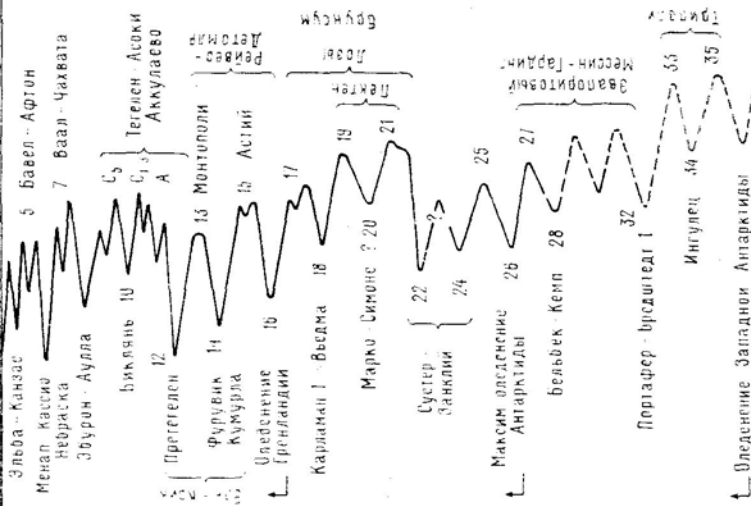
Объектами радиологических исследований служат метаморфические и изверженные горные породы любого состава (от





I	II		III		IV	V	VI
	I <sub>1</sub>	I <sub>2</sub>	II	III <sub>2</sub>			
Харимово Шароф Мир Навои	1,1	1,1	5	0,98	Цермагал - Широкино Квемонатаеки - Ильячичево Крыжановка Березаязь Гурья	Амшерон	Ногайск Каиры Пескурс
Фулукчи Раманов Раманов	1,67 2,00 2,15	1,63	6 7 8	1,17 1,4 1,6	Мерля Цихисперди Повиадана - Сивер Богдановка Кызылдар Ярковка Айдар	Анкара	Халпы Котловина Сюрцели
Канд Моме	2,9 3,17	2,05	9 10 11	1,83 2,05 2,23	Курьячнк	Анкара	?
Моме	3,17	2,05	12 13 14	2,23 2,7 2,9	Камешбурн	Анкара	Муллавия
Моме	3,17	2,05	15 16 17	2,7 3,1 3,25	Севастополь (климатический оптимум)	Анкара	?
Клики	3,8	3,8	18	3,55	Оскол - Кутря 2	Анкара	Кучурган
Кушак	4,1	4,1	19	3,95	Любимовка Салгир - Кутря 1 Иванковцы Бельбек	Анкара	?
Кушак	4,30	4,30	20 21	4,4 4,4	Знаменка	Анкара	Косьякно
Солуфрак	4,6	4,6	22 23	4,5 4,7	Портафер Одесса Ингулец Евпатория	Анкара	Косьякно
Тарра	4,8	4,8	24	4,9	Эпимеотис	Анкара	Косьякно
Зюлка	5,35	5,35	25	4,9		Анкара	Косьякно
Зюлка	5,6	5,6	26	5,2		Анкара	Косьякно
Зюлка	5,9	5,9	27	5,3		Анкара	Косьякно
Зюлка	6,4	6,4	28	5,7		Анкара	Косьякно
Зюлка	6,7	6,7	29	5,9		Анкара	Косьякно
Зюлка	7,5	7,5	30	6,15		Анкара	Косьякно
Зюлка	7,5	7,5	31	6,4		Анкара	Косьякно
Зюлка	7,5	7,5	32	6,6		Анкара	Косьякно
Зюлка	7,5	7,5	33	6,9		Анкара	Косьякно
Зюлка	7,5	7,5	34	6,7		Анкара	Косьякно
Зюлка	7,5	7,5	35	6,9		Анкара	Косьякно
Зюлка	7,5	7,5	36	7,3		Анкара	Косьякно

II



Эльба-Кавказ  
Менап-Кассидо  
Небраска  
Эбурия-Аурла  
Биклянь  
Претелен  
Фурувик  
Кукурла  
Оледенение Гренландии  
Карманн I  
Вьедка  
Марко-Симоне  
Сустер  
Занкли  
Максим оледенение Антарктиды  
Бельбек  
Кемп  
Месин-Гардин  
Эвапоритовая  
Портафер-Вьедигет I  
Ингулец  
Оледенение Западной Антарктиды  
Брунсух  
Лозы  
Платер  
Платер  
Месин-Гардин  
Эвапоритовая  
Портафер-Вьедигет I  
Ингулец  
Оледенение Западной Антарктиды

Рис. 4.38. Пример климатостратиграфических обобщений для плейстоцена и позднего миоцена.

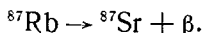
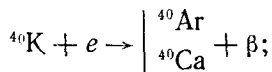
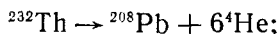
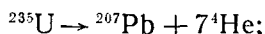
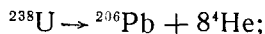
$I_1$  — магнитостратиграфическая шкала [Lowitz W., Alvarez W., 1981 г.];  $I_2$  — ортомангнетизм;  $I_3$  — полярность, прямая (косая штриховка) и обратная (защито черная);  $I_4$  — название событий и событий, млн. лет;  $II$  — обобщенная кривая изменения климата Земли в плейстоцене (слева — криомеры, справа — термомеры);  $III$  — предварительная общая климатостратиграфическая шкала плейстоцена;  $III_1$  — гиперклиматы,  $III_2$  — суперклиматы и приближенный возраст их границ, млн. лет;  $IV$  — региональная климатостратиграфическая схема плейстоцена и позднего миоцена Черноморского бассейна (по М. Ф. Веклину [1982 г.], В. А. Зубакову и П. П. Горюнковой [1983 г.]);  $V$  — региональные горизонты Каспийской схемы;  $VI$  — последовательность фаунистических комплексов млекопитающих.

химических элементов при условии, что скорость его за все время существования Земли осталась постоянной, специфичной для каждого элемента. Измерение возраста производится по содержанию в породах и минералах материнских и дочерних продуктов радиоактивного распада. Возраст  $t$  устанавливается в единицах астрономического времени (обычно в миллионах лет) и вычисляется по формуле

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{D}{\mu} + 1 \right),$$

где  $\lambda$  — константа распада, показывающая, какая часть атомов радиоактивного элемента распадается за единицу времени (год, сутки, минуты и т. д.) по отношению к первоначальному количеству;  $D$  — число атомов нерадиоактивного вещества, возникших за время  $t$ ;  $\mu$  — число атомов радиоактивного элемента в настоящий момент.

Для определения возраста используются преимущественно следующие типы радиоактивного распада:



Эти типы распада положены в основу наиболее широко распространенных в практике геологических исследований радиологических методов: калий-аргонового, рубидий-стронциевого, радиоуглеродного, свинцового (уран-торий-свинцового) [Геохронология СССР, т. 1, 1973].

Далеко не во всех случаях радиологические методы могут позволить определить достоверное время образования пород. Исходный результат этих сложнейших исследований почти всецело определяется характером анализируемой пробы — степенью сохранности в ней анализируемых элементов (Ar, Sr и т. п.), которая должна быть выявлена в процессе предвари-



тельного петрографо-минералогического изучения. Только самые жесткие требования к подбору проб позволяют получать надежные радиологические датировки. Пробы, удовлетворяющие всем необходимым требованиям, как показала многолетняя практика геохронологических исследований, очень редки.

#### 4.5.1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИИ

**Калий-аргоновый метод.** Используется для датирования главным образом магматических и метаморфических пород по минералам, содержащим калий: слюдам, полевым шпатам, роговым обманкам, пироксенам. Возраст осадочных пород определяется достаточно уверенно лишь по глауконитам.

Навески мономинеральных фракций зависят от содержания в минералах калия, возраста минералов и технического оборудования лабораторий (различные типы масс-спектрометров и установок для выделения радиогенного аргона). В большинстве случаев используют навески 10—20 г. Погрешность определения возраста, как показало систематическое изучение межлабораторных эталонных проб, проводящееся в СССР каждые 3—5 лет, составляет  $\pm 4\%$ .

К настоящему времени возраст пород калий-аргоновым методом определяют только по мономинеральным фракциям; валовые пробы пород рассматриваемым методом не анализируют. При этом результат, полученный только по одному минералу, не может считаться достаточно надежным. Уверенно судить о возрасте геологических объектов можно лишь в том случае, когда радиологические датировки (в пределах точности анализа), полученные для двух-трех сосуществующих минералов, примерно совпадают. Радиологический возраст считается надежным при совпадении датировок, полученных по таким парам минералов, как биотит — калиевый полевой шпат, биотит — амфибол, амфибол — пироксен, амфибол — плагиоклаз. При невозможности датирования по разным минералам (аляскитовые граниты, амфиболиты и другие мономинеральные породы) необходимо подтвердить датировки, полученные калий-аргоновым методом, другими радиологическими методами.

Истинное время образования горных пород и минералов может быть определено лишь в том случае, если они на протяжении всего своего существования представляли собой замкнутые системы, исключаящие возможность дифференцированных потерь или обогащения. Различные наложенные процессы (прогрев, катаклаз, днафторез и т. п.) обычно приводят к искажению возрастных значений, получаемых радиологическими методами, особенно калий-аргоновым. Большая вероятность утечки радиогенного аргона из кристаллических решеток минералов под влиянием более поздних геологических процессов общезвестна: она является причиной получения искаженных («омо-

ложенных») радиологических датировок, с которыми очень часто приходится сталкиваться, особенно при датировании докембрийских пород. Большая миграционная способность радио-генного аргона позволяет использовать калий-аргоновый метод главным образом для определения возраста фанерозойских пород. Для докембрийских пород этот метод может применяться только как сугубо рекогносцировочный. При датировании пород калий-аргоновым методом в ряде случаев приходится сталкиваться и с удревнением возраста пород («избыточный аргон») [Геохронология СССР, т. 1, 1973].

Достоверность радиологических датировок во многом зависит от качества исходных проб. Во всех случаях необходимо подбирать наиболее свежие, не подверженные процессам выветривания и наложенным гидротермальным преобразованиям породы, скалывать в штучках верхний, наиболее затронутый выветриванием слой. Лучше всего отбирать пробу массой около 20 кг, желательнее из горных выработок или буровых скважин. Большое значение имеет чистота отбора мономинеральных фракций, которую необходимо проверять под биноклем или просмотром искусственных шлихов. Для установления замкнутости системы и сохранности в кристаллических решетках минералов радиогенного аргона, а тем самым и надежности получаемых радиологических датировок, в последнее время успешно используются новейшие физико-химические методы: ИКС, ЯГР, ЭПР, микронейтронный и рентгеноструктурный анализы и другие. Так, для глауконитов параметр мёссбауэровского спектра  $\Delta$  (квадрупольное расщепление) позволяет судить об искажениях кислородных октаэдров в результате температурного прогрева, окисления или выветривания — именно тех главных процессов, которые чаще всего приводят к потерям радио-генного аргона.

В качестве примера успешного радиологического датирования осадочных пород по глауконитам, сохранность кристаллических решеток которых была предварительно надежно обоснована специальными минералогическими исследованиями, можно привести работу Е. П. Бойцовой, И. А. Загрузиной и Н. И. Комаровой [1980 г.]. Глаукониты из верхнемеловых — палеогеновых пород Павлодарского Прииртышья отбраковывались методом ядерной гамма-резонансной (мёссбауэровской) спектроскопии; возраст определялся только по глауконитам с ненарушенными кристаллическими решетками, что устанавливалось по достаточно стабильным и небольшим (0,39—0,41 мм/с) значениям квадрупольных расщеплений. Хорошая сохранность кристаллических решеток в данном случае полностью исключила возможность потерь радиогенного аргона), а следовательно, и искажений радиологического возраста глауконитов. Привязка пород к конкретным ярусам верхнего мела и нижнего палеогена оказалась совершенно одинаковой по радиологическим и палино-

логическим данным. Полученные точки существенно уточнили положение границы мела и палеогена (67 млн. лет).

Микрозондовый анализ позволяет устанавливать зональность и субмикроскопическую альбитизацию в калиевых полевых шпатах, зерна которых в обычных шлифах представляли совершенно однородными. Только хорошо изученные в минералогическом и петрографическом отношении геологические объекты могут подвергаться радиологическим исследованиям. Датировки, полученные по единичным пробам, сохранность радиогенного аргона в которых не обоснована минералого-петрографическими исследованиями, не могут быть использованы для каких бы то ни было геологических построений.

Главные ограничения в использовании калий-аргонового метода для определения возраста связаны с потерями радиогенного аргона решетками калийсодержащих минералов вследствие различных наложенных процессов, что особенно сказывается на породах докембрийского и раннепалеозойского возраста. Что касается мезозойско-кайнозойских и средне-позднепалеозойских объектов, то калий-аргоновые датировки отражают время их формирования достаточно достоверно. Имеющиеся датировки возраста мезозойско-кайнозойских вулканогенных пород [Геохронология СССР, т. 2, 1974] во многих случаях хорошо совпадают с данными по флоре.

Несомненным преимуществом калий-аргонового метода, несмотря на определенные ограничения, является его высокая производительность. Большое число калий-аргоновых датировок (десятки тысяч) позволило дать первую достаточно полную картину развития магматизма и рудообразования, охарактеризовать возраст различных магматических и метаморфических образований Карелии, Кольского полуострова, Русской платформы, Урала, Кавказа, Крыма, Карпат, Средней Азии, Казахстана, Сибири, Забайкалья, Северо-Востока и Дальнего Востока СССР. В каталогах геохронологических определений, приложенных к «Геохронологии СССР» [1974], можно почерпнуть геохронологические данные практически по любому району нашей страны. В этой работе приведены схемы корреляции магматических и метаморфических образований для отдельных регионов, схемы расчленения вулканогенных толщ.

Проведенное в более поздние годы обобщение многочисленных калий-аргоновых датировок, полученных советскими и зарубежными исследователями, позволило дать принципиально новую информацию о характере, продолжительности и главных кульминациях магматизма Тихоокеанского обрамления [Загужина И. А., 1980].

**Рубидий-стронциевый метод.** Применяется для определения возраста пород и минералов, содержащих рубидий (амазонит, лепидолит, биотит, мусковит, микроклин). При датировании минералов навеска должна составлять в среднем около 5 г. По-

грешность анализа составляет  $\pm 3-5\%$  (неодинакова в разных лабораториях). Минералы выделяют из пород с учетом всех факторов, о которых говорилось выше при характеристике калий-аргонового метода.

В настоящее время наиболее широко используется изохронный вариант рубидий-стронциевого метода по породе в целом, преимущественно для кислых и средних магматических и метаморфических пород. Возраст осадочных пород этим методом не определяется.

Для изохронного датирования используют серию проб (не менее 5—7) горных пород. Исходная масса каждой пробы должна быть около 2—5 кг (масса пробы породы тем больше, чем крупнее размер зерен минералов, ее слагающих). Для анализа после измельчения отквартовывают навеску 20—30 г. Все пробы пород должны быть представительными для исследуемого геологического объекта и разновозрастными по геологическим данным (из одной фазы, фации, горизонта, свиты, дайки, покрова). Кроме того, пробы должны быть различными по отношению Rb/Sr. С этой целью все пробы предварительно анализируют рентгеноспектральным методом на содержание в них рубидия и стронция. Для датирования могут быть использованы лишь пробы, в которых отношение  $Rb/Sr > 1,0$  и вариации этих отношений в пределах всей серии достаточно ощутимы. Аналитическая точность определения возраста зависит от разницы значений отношения Rb/Sr во всей серии проб, взятой для построения одной изохроны, и возрастает с ее увеличением. Чем моложе порода, тем более высокое отношение Rb/Sr необходимо для установления ее возраста с приемлемой точностью. Достоверность значений возраста, полученных изохронным методом, контролируется линейным расположением точек, соответствующих отдельным пробам, на изохронном графике.

Надежность датирования рубидий-стронциевым методом, как и калий-аргоновым, во многом зависит от того, оставалась ли система (геологический объект) закрытой относительно рубидия и стронция с момента ее образования. Поскольку миграционная способность стронция значительно меньше, чем радиогенного аргона, рубидий-стронциевый метод может быть успешно применен для датирования не только фанерозойских, но и докембрийских горных пород.

**Свинцовый метод.** Применяется преимущественно для докембрийских пород в двух вариантах. Свинцово-изотопным методом анализируются радиоактивные и акцессорные минералы, содержащие уран и торий (уранинит, настуран, монацит, циркон, ортит, колумбит и др.). Эти минералы выделяют из больших (50—100 кг) проб пород. Навеска минералов должна быть не менее 0,5 г, погрешность анализа  $\pm 5\%$ . Каждый минерал предварительно подвергают тщательному минералогическому изучению. Так, например, при использовании цирконов большое

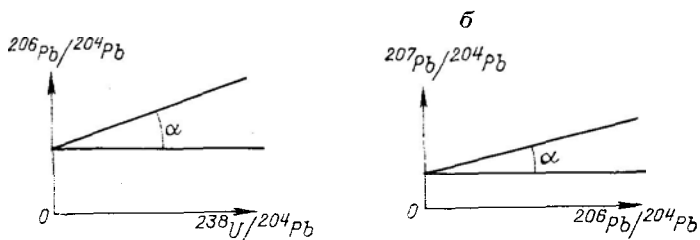


Рис. 4.39. Уран-свинцовая (а) и свинец-свинцовая (б) изохроны.

Тангенс угла наклона изохроны  $\alpha$  характеризует возраст исследуемой группы образцов по одному из изотопных соотношений в зависимости от выбранной системы координат, а отрезок, отсекаемый изохроной на оси ординат, соответствует соотношению отдельных изотопов в первичном обыкновенном свинце, захваченном образцами.

влияние оказывают степень их метамиктности, зональность, однородность зерен и т. п., вследствие чего особенно важно изучить их предварительно на микрозонде.

Свинцово-изохронный метод используется также при датировании породы в целом (различные метаморфические гнейсы и кристаллические сланцы, мраморы, известняки, железистые кварциты). Для построения изохроны (рис. 4.39) необходимо не менее 7—8 валовых проб массой от 3 до 8 кг (в зависимости от возраста и содержания в породах урана и тория). Пробы должны быть по возможности монокристаллическими; нельзя объединять в одну пробу образцы, взятые из разных штUFFов. Для анализа отквартовывают 300—500 г породы. Погрешность анализа  $\pm 5\%$ . Предварительно породы изучают петрографически.

Возраст вычисляют по четырем изотопным соотношениям:

$$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}, \quad ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}, \quad ^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}, \quad ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}.$$

Совпадение их свидетельствует о достоверности результатов, а расхождение (дискордантность) — об искажении возраста вследствие нарушения уран-торий-свинцовой системы под влиянием более поздних наложенных процессов.

Возможность вычисления возраста одной и той же пробы одновременно по нескольким изотопным соотношениям — главное преимущество свинцового метода по сравнению с другими радиологическими методами. Такой контроль позволяет сразу же оценить надежность полученных результатов.

В ряде случаев свинцовым методом для одной и той же пробы по разным соотношениям могут быть получены дискордантные возрастные значения. Обычно последовательность возрастов такова:

$$t_{^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}} > t_{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}} > t_{^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}} \geq t_{^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}}.$$

Эти расхождения могут достигать 30%. Наиболее достоверен и близок к истинному, как показали специальные методиче-

ские исследования, возраст, вычисленный по отношениям  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  для докембрийских объектов,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  для фанерозойских объектов (в первом случае для урановых минералов, а во втором — для ториевых).

Свинцовый метод наиболее надежен для датирования докембрийских пород, претерпевших длительные и многократные наложенные преобразования. Именно этим методом по аксессуарным цирконам был определен возраст (3,4 млрд. лет) плагиогнейсов Омолонского массива на Северо-Востоке СССР, что позволило сопоставить их с такими древнейшими образованиями Земли, как плагиогнейсы Амитсок в Гренландии и др.

Во ВСЕГЕИ по аксессуарным цирконам из метаморфических гнейсов Камчатского массива А. П. Чухониным впервые определен древний возраст — 1300 млн. лет. Ранее для этих пород удавалось получить лишь явно омоложенные значения возраста: 100—150 млн. лет калий-аргоновым методом и 487 млн. лет рубидий-стронциевым.

Л. А. Неймарк и А. Д. Искандерова [1980 г.] свинцово-изотропным методом впервые доказали архейский (более 3 млрд. лет) возраст метаморфических пород Станового хребта, где калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами был установлен возраст не древнее 2 млрд. лет. Эти же исследователи впервые в мировой радиологической практике определили свинцово-изотропным методом возраст железистых кварцитов (Чарское месторождение в зоне БАМ), который оказался равным  $2650 \pm 50$  млн. лет. Полученные данные позволили считать, что борсалинская серия Алдано-Станового щита имеет позднеархейский возраст.

**Радиоуглеродный метод.** Используется для датирования пород позднего плейстоцена — голоцена. Массовое радиоуглеродное датирование применимо для образцов возрастом от 1 до 50—60 тыс. лет. Образцы моложе 1 тыс. лет не анализируют из-за большой погрешности в определении. Максимальный возраст — 70 тыс. лет — требует высокой технической сложности анализа и специального обогащения пробы радиоуглеродом, что крайне дорого.

Объекты для радиоуглеродного датирования многочисленны. Это разнообразные углеродсодержащие материалы: древесный уголь, древесина, торф, гумус, кости, раковины моллюсков, сталактиты и т. п. Для анализа используют следующие навески, г: древесный уголь — 10—15; древесина — 50—70; торф — 100—150; раковины — 60—70. Эти навески следует рассматривать как ориентировочные, поскольку они неодинаковы в разных лабораториях (колебания в пределах  $\pm 100\%$ ). В зарубежных лабораториях используют навески 10—30 г, а иногда и меньше.

Образцы для анализа необходимо отбирать как можно аккуратнее, чтобы избежать возможности их загрязнения. Их нельзя обрабатывать никакими химическими реактивами, нежелательны

прикосновения рук к мелким образцам — отбор нужно производить совком или пинцетом. При упаковке образцы категорически запрещается помещать в вату, опилки, стружку, их необходимо вкладывать в двойные полиэтиленовые мешки.

Радиоуглеродный метод связан с измерением очень малых количеств естественного радиоуглерода  $^{14}\text{C}$ , для чего используют гейгеровские, пропорциональные и сцинтилляционные счетчики. Наиболее часто применяют сцинтилляционный метод счета  $^{14}\text{C}$ , при котором углерод пробы вводят в состав жидкого сцинтиллятора, главным образом бензола.

Активность радиоуглерода регистрируют на чувствительных низкофоновых счетных установках. Импульсы от испускаемых при распаде  $^{14}\text{C}$  электронов усиливаются, отбираются по энергиям, соответствующим  $\beta$ -спектру радиоуглерода, поступают в пересчетный прибор и регистрируются. Для снижения фона от внешнего излучения применяют защиту детектора из различных материалов: чугуна, ртути, свинца, парафина, а также используют схемы антисовпадений. При определении возраста по  $^{14}\text{C}$  кроме скорости счета исследуемого образца измеряют скорость счета фона и эталона в одинаковых условиях измерений. Возраст  $t = \tau \ln(n_0/n_t)$ , где  $n_t$  — скорость счета исследуемого образца, вышедшего из обменного цикла  $t$  лет назад;  $n_0$  — скорость счета образца из современного обменного фонда (эталон);  $\tau$  — средняя продолжительность жизни атома  $^{14}\text{C}$ . Погрешность определения 5%.

Возраст будет определен правильно, если выполняются следующие условия: 1) концентрация  $^{14}\text{C}$  одинакова во всех частях обменного резервуара; 2) концентрация  $^{14}\text{C}$  была постоянной в течение длительного времени (последние десятки тысяч лет); 3) период полураспада  $^{14}\text{C}$  определен достаточно точно; 4) в захороненном образце соотношение  $^{14}\text{C}/(^{12}\text{C} + ^{13}\text{C})$  не изменится иначе, как за счет естественного процесса распада радиоуглерода.

Радиоуглеродные даты могут быть омоложены или удревлены вследствие различных наложенных процессов: гниения, адсорбции углеродсодержащих веществ из грунтовых вод (гуминовые кислоты), обменов с углеродом окружающей среды ( $\text{CO}_2$  и  $\text{HCO}_3$  из вод и воздуха). Искажения возраста из-за всех этих причин необходимо избегать, отбирая наиболее чистый, не подверженный загрязнению материал.

Радиоуглеродным методом установлены абсолютный возраст всех эпох оледенения, возраст формирования речных террас и многих других объектов [Геохронология СССР, том 3, 1974]. Ю. В. Трофимовым измерен возраст обнаруженного на Таймыре мамонта, оказавшийся равным 12 тыс. лет.

Т. Н. Каплин и А. В. Ложкин [1979 г.] датировали радиоуглеродным методом основные этапы развития растительности на Северо-Востоке СССР. Доказано заметное потепление кли-

мата около 12 тыс. лет назад, выразившееся в экспансии элементов лесной растительности в пределы приморских низменностей Якутии, ранее (13,7 тыс. лет назад) занятых тундрой. Климатический оптимум приходится в голоцене на интервал от 9,3 до 7,8 тыс. лет. Активное проявление термокарста и формирование аласных котловин, заполнявшихся в дальнейшем озерно-болотными осадками, приходится на период от 9,2 до 3,1 тыс. лет.

Радиоуглеродный метод открыл широкие возможности для датирования верхнеплейстоценовых отложений, создал предпосылки для корреляции разрозненных и разнофациальных разрезов. Он позволил разработать детальную схему развития последнего оледенения. Близость датировок отложений последнего оледенения и межледниковых образований на территории Северной Евразии является, как показали Н. Н. Ковалюх, А. Т. Артюшко и др. [1979 г.], надежным доказательством корреляционной ценности радиоуглеродного метода, что особенно отчетливо видно на примере континентальных отложений ледниковой и внеледниковой зон Украины.

**Некоторые другие методы.** Помимо вышеохарактеризованных, наиболее широко принятых в практике современных геохронологических исследований радиологических методов в последнее время развиваются и некоторые другие. Поскольку в большинстве случаев в нижнедокембрийских породах вследствие их крайне сложной геологической истории и влияния различных наложенных процессов нередко оказываются нарушенными как уран-торий-свинцовая, так и рубидий-стронциевая системы, развивается новый метод — самарий-неодимовый, система которого наиболее устойчива среди всех других. Систематические исследования этим методом осуществляются пока только в некоторых зарубежных лабораториях.

В СССР начаты исследования древнейших пород калий-кальциевым методом. С. Н. Вороновским (Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов — ИМГРЭ) определен этим методом возраст гранитов, гнейсов и амфиболитов Кольского полуострова, оказавшийся равным 4,2 млрд. лет (обнажения в районе Вороньей Тундры). В Институте геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ) АН СССР под руководством Ю. А. Шуколюкова ведутся работы по внедрению уран-ксенонового метода.

Принципиально новые возможности открывает перед исследователями применение в ядерной геохронологии нейтронно-активационных методов, позволяющих датировать открытые геохронологические системы, т. е. породы, подверженные различным наложенным изменениям. Нейтронно-активационный вариант может быть использован для многих методов: калий-аргонового, рубидий-стронциевого, калий-кальциевого, самарий-неодимового, уран-ксенонового, рений-осмиевого. Пока что



в отечественной и зарубежной геохронологии изучаются принципы и возможности практического использования нейтронно-активационных вариантов.

Для определения возраста новейших (верхнеплиоценовых — четвертичных) отложений помимо радиоуглеродного метода успешно используются метод треков — спонтанного деления ядер урана и метод неравновесного урана. Для более древних отложений эти методы пока не дают достоверных результатов.

#### 4.5.2. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ (ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКАЯ) ШКАЛА

Для отнесения геологических объектов по радиологическим данным к конкретному отрезку геологического времени используется геохронологическая шкала — совокупность геохронологических эквивалентов общих стратиграфических подразделений в их таксономической подчиненности, выраженная в единицах астрономического времени (миллионы лет).

В основу геохронологической (геохронометрической) шкалы положены так называемые реперные (опорные) точки — породы и минералы, имеющие строго определенное стратиграфическое положение, для которых надежно установлены значения радиологического возраста. Таких точек пока мало, так как радиологические методы применимы для датирования лишь некоторых типов осадочных пород, содержащих остатки фауны и флоры (это преимущественно глауконитсодержащие и вулка-

Таблица 4.2

НЕКОТОРЫЕ ВАРИАНТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ФАНЕРОЗОЯ

Автор, год	Период, млн. лет										
	Неогеновый	Палеогеновый	Меловой	Юрский	Триасовый	Пермский	Каменно-угольный	Девонский	Силурийский	Ордовикский	Кембрийский
А. А. Холмс, 1959	25	70	135	180	225	270	350	400	440	500	600
Д. Л. Калп, 1960	25	63	135	181	230	280	345	405	425	500	600
Н. И. Полевая, 1963	25	68	135	200	245	300	350	400	420	490	580
Г. Д. Афанасьев и др., 1964	25	67	137	195	240	285	350	410	440	500	570
Единая международная геохронологическая шкала, 1965	25	67	137	195	230	285	350	405	440	500	570
Р. А. Армстронг, 1974	—	64	140	208	242	284	360	409	436	500	564
Л. В. Фирсов, 1975	25	65	135	186	230	275	345	390	425	490	590
Г. Д. Афанасьев, С. И. Зыков, 1975	25	66	132	185	235	280	345	400	435	490	570

Примечание. Приведенные здесь варианты далеко не исчерпывают всего разнообразия имеющихся к настоящему времени геохронологических шкал.

Таблица 4.3

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА (РЕКОМЕНДУЕМЫЙ ВАРИАНТ)  
[АФАНАСЬЕВ Г. Д., ЗЫКОВ С. И., 1975]

Эон	Эра	Период	Геохронологический рубеж, млн. лет*	Продолжительность, млн. лет
Фанерозойский	Кайнозойская	Четвертичный	0,7 (1,8)	66
		Неогеновый	25 ± 2	
	Палеогеновый	66 ± 3		
Мезозойская	Меловой	Юрский	132 ± 5	169
		Юрский	185 ± 5	
		Триасовый	235 ± 10	
Палеозойская	Пермский	Каменноугольный	280 ± 10	335
		Девонский	345 ± 10	
		Силурийский	400 ± 10	
		Ордовикский	435 ± 10	
		Ордовикский	490 ± 15	
		Кембрийский	570 ± 20	
Протерозойский	Поздняя	Венд Рифей	1650 ± 50	1100
	Ранняя		2600 ± 100	950
Архейский			> 3500	

\* Цифры относятся к нижней границе стратиграфического подразделения.

ногенные породы). Существует несколько вариантов геохронологических шкал, предложенных разными авторами (табл. 4.2). Наибольшие расхождения в разных шкалах отмечались для границ карбона и перми (270—300 млн. лет), девона и карбона (320—370 млн. лет), кембрия и ордовика (480—515 млн. лет), нижней границы кембрия (564—600 млн. лет). До сих пор единая международная геохронометрическая шкала еще не утверждена, хотя проект ее существует с 1966 г. В СССР наиболее часто применяется шкала Г. Д. Афанасьева — С. И. Зыкова [1975] в новых константах (табл. 4.3).

#### 4.6. ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД

В 1953—1958 гг. был открыт и начал разрабатываться новый, палеомагнитный, метод стратиграфических исследований [Храмов А. Н., 1958]. Развитие этого метода явилось одной из важнейших частей процесса становления новой отрасли геофизики — палеомагнитологии [Храмов А. Н., Шолпо Л. Е., 1967].

Палеомагнитология изучает явления палеомагнетизма, т. е. магнитное поле Земли геологического прошлого, закрепленное в своеобразных отпечатках этого поля — векторах естественной остаточной намагниченности  $J_n$  горных пород. Исследуются распределение в пространстве и изменение во времени геомагнитного поля в геологическом прошлом, закономерности закрепления этого поля в горных породах и последующая история его отпечатков. Все эти явления находят приложение в изучении строения Земли, ее эволюции, а также в решении вопросов геологической практики [Палеомагнитология, 1982]. Перспективы метода в решении различных геологических задач зависят прежде всего от разработки палеомагнитной — стратиграфической и хронологической — шкалы, основанной на истории геомагнитного поля. Подобно тому как окаменелости и отпечатки организмов, живших в геологическом прошлом, позволяют изучать историю развития органического мира, синхронизировать содержащие их пласты и определять возраст этих пластов, «окаменелый геомагнетизм» — намагниченность  $J_n$  горных пород — позволяет изучать историю магнитного поля Земли, синхронизировать содержащие отпечатки этого поля породы и определять их возраст. И подобно тому как окаменелость или отпечаток организма не есть сам организм, направление вектора в общем случае еще не есть направление вектора геомагнитного поля в эпоху и в месте образования породы, а модули этих векторов связаны соотношениями, зависящими от многих факторов.

Естественная остаточная намагниченность горной породы в общем случае включает ряд составляющих, возникших в разные моменты геологического бытия породы и в разной степени разрушенных к настоящему моменту. Намагниченность горной породы, как и любого ферромагнетика, зависит не только от ее свойств и значения приложенного магнитного поля, но также и от целого ряда факторов, таких как время, температура, механические напряжения, химические изменения [Белоконов В. И., Кочегура В. В., Шолпо Л. Е., 1973; Палеомагнитология, 1982]. Эти факторы сами по себе способны лишь разрушать имеющуюся остаточную намагниченность, однако в присутствии магнитного поля любой из них способствует образованию намагниченности. В зависимости от того, какой из перечисленных факторов оказывает влияние, возникает намагниченность особого вида.

Среди перечисленных факторов общим для всех горных пород является время. Поэтому всеобщее распространение имеет процесс намагничивания, обусловленный магнитной вязкостью. Остаточная намагниченность, возникающая после длительной выдержки пород в магнитном поле, называется вязкой остаточной намагниченностью  $J_v$ .

Все ферромагнетики, будучи нагретыми выше температуры Кюри, теряют свои ферромагнитные свойства. Если затем охла-

дить такое вещество до комнатной температуры, то оно приобретает остаточную намагниченность, направление которой совпадает с направлением внешнего магнитного поля. Эта намагниченность называется термоостаточной  $J_{rt}$ , ее приобретают все магматические породы в процессе остывания. Высокие значения, синхронность породе и стабильность к внешним воздействиям делают величину  $J_{rt}$  важным носителем палеомагнитной информации.

Опыты показывают, что термоостаточная намагниченность возникает при охлаждении образца не только от температуры Кюри  $T_c$  до комнатной, но и в любом другом температурном интервале ниже  $T_c$ . Такая намагниченность называется парциальной термоостаточной и обозначается  $J_{rpt}$ .

Как во время формирования, так и в дальнейшем в горной породе образуются и преобразуются ферромагнитные минералы. Если это происходит при температуре ниже точки Кюри возникающего минерала, то в процессе роста его зерен появляется химическая остаточная намагниченность  $J_{rc}$ . Как химическая, так и парциальная термоостаточная намагниченность — характерные виды намагниченности метаморфических пород.

При образовании осадочных пород на магнитные частицы в процессе осаждения оказывает ориентирующее действие геомагнитное поле; частицы стремятся расположиться таким образом, чтобы их векторы намагниченности оказались направленными по полю. При обезвоживании осадка полученная ориентация частиц закрепляется, и осадок приобретает ориентационную остаточную намагниченность  $J_{ro}$ . Другие виды намагниченности, хотя и могут присутствовать в горных породах, играют меньшую роль в палеомагнетизме.

Надежную информацию о древнем геомагнитном поле несет только та компонента  $J_n$ , возраст которой совпадает с возрастом породы, — первичная намагниченность  $J_n^0$ . По происхождению она может быть термоостаточной, химической и ориентационной. Поэтому главная задача любого палеомагнитного исследования — выделить первичную намагниченность (определить направление и модуль вектора  $J_n^0$ ). Решение этой задачи ведется геометрическими, статистическими и магнитными способами. Наиболее широко применяется так называемая магнитная чистка, т. е. частичное размагничивание образцов переменным магнитным полем, нагревом, химическими реагентами или длительной выдержкой в немагнитном пространстве. Эффективность магнитной чистки основана на том, что намагниченности разного вида, а также их компоненты, связанные с различными магнитными минералами, обладают разной устойчивостью по отношению к тому или иному размагничивающему воздействию. При этом, как правило, компоненты первичной намагниченности оказываются наиболее стабильными, что облегчает их выделение.

#### 4.6.1. ПРЕДПОСЫЛКИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПАЛЕОМАГНИТНОГО МЕТОДА В СТРАТИГРАФИИ

При интерпретации полученных указанным выше способом палеомагнитных данных, которые представляют собой совокупность векторов  $J_n$ , «очищенных» от нестабильных компонент, в качестве исходной принимают модель, базирующуюся на фундаментальных положениях, которые называют основными гипотезами палеомагнетизма; этих гипотез три [Палеомагнитология, 1982].

1. Горные породы при своем образовании намагничиваются по направлению геомагнитного поля времени и места их образования (гипотеза фиксации).

2. Приобретенная первичная намагниченность сохраняется (хотя бы частично) в породе в геологическом масштабе времени и может быть выделена (гипотеза сохранения).

3. Геомагнитное поле, осредненное за любые промежутки времени порядка 1 млн. лет (кроме эпох его резких перестроек), — палеомагнитное поле — является полем диполя, помещенного в центр Земли и ориентированного по ее оси вращения (гипотеза центрального осевого диполя).

Палеомагнитные работы в настоящее время ведутся на всех континентах и акваториях океанов и охватывают громадный интервал геологического времени — от начала протерозоя до современной эпохи. Установлено, что направления палеомагнитного поля (палеомагнитные направления) являются функцией географического положения и возраста исследованных горных пород. Распределение палеомагнитных направлений для разновозрастных пород в пределах стабильных в тектоническом отношении блоков литосферы соответствует полю центрального диполя с определенными для данного возраста координатами палеомагнитных полюсов (табл. 4.4) и определенной — прямой (совпадающей с современной) или обратной — полярностью геомагнитного поля. Оказалось, что в течение геологической истории геомагнитное поле претерпело множество инверсий (обращений полярности), а изменение координат полюсов является отражением движения литосферных плит относительно оси вращения Земли. При этом для каждой плиты могут быть построены свои траектории кажущегося движения полюса, которые могут быть совмещены лишь в рамках глобальных мобилестекных реконструкций.

Многочисленные инверсии геомагнитного поля привели к тому, что разрезы осадочных и вулканогенных толщ оказались расчлененными на чередующиеся зоны прямой ( $N$ -зоны) и обратной ( $R$ -зоны) намагниченности.

Глобальность обоих явлений — дрейфа континентов и геомагнитных инверсий — служит предпосылкой применения палеомагнитного метода в стратиграфии, т. е. магнитостратиграфии.

Таблица 4.4

ОПОРНЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА ПОРОД

Платформа	Период, эпоха	Средние координаты полюса		Число определений	Полнота определения полюса	Преобладающая полярность пород
		Широта $\Phi$ (северная)	Долгота $\Lambda$ (восточная)			
Восточно-Европейская и Сибирская	Q <sub>11</sub> —Q <sub>1V</sub>	87°	125°	28	3°	N
	N—Q <sub>1</sub>	80	178	47	4	NR
	K—P	76	168	26	3	N
Восточно-Европейская	T <sub>2</sub> —J	65	152	14	7	N
	T <sub>1</sub>	51	154	25	5	R
	P <sub>2</sub>	45	165	34	3	NR
	C <sub>3</sub> —P <sub>1</sub>	40	168	50	2	R
	C <sub>2</sub>	32	161	17	3	NR
	D <sub>2</sub> —D <sub>1</sub>	28	159	16	6	R
Сибирская	T <sub>2</sub> —T <sub>3</sub>	54	137	8	8	NR
	T <sub>1</sub>	51	148	32	4	NR
	P	45	140	12	11	R
	C <sub>1-2</sub>	30	150	4	14	R
	D <sub>3</sub>	20	140	4	12	NR
	D <sub>1</sub>	15	116	3	24	R
	S <sub>1</sub>	10	104	2		N
	O <sub>3</sub>	—21	131	5	6	N
	O <sub>2</sub>	—24	132	6	4	NR
	Є <sub>3</sub> —O <sub>1</sub>	—39	126	21	2	NR
	Є <sub>1</sub> —Є <sub>2</sub>	—44	156	7	7	R
	V	—33	153	6	19	R
	R <sub>1</sub> —R <sub>2</sub>	—29	98	8	11	NR
Восточно-Европейская	V	8	189	7	15	R
	R <sub>1</sub>	46	232	5	12	N

ческих исследований. Основой этих исследований служат палеомагнитные шкалы, например последовательности координат палеомагнитных полюсов (табл. 4.4) или шкалы геомагнитных инверсий, привязанные к общей стратиграфической шкале или изотопным датировкам.

#### 4.6.2. ТИПЫ ШКАЛ ГЕОМАГНИТНОЙ ПОЛЯРНОСТИ И ИХ СТРОЕНИЕ

Геомагнитные инверсии — это наиболее яркое явление палеомагнетизма, глобальный характер которого достаточно очевиден, поэтому из всех палеомагнитных шкал наибольшее развитие и применение получили шкалы геомагнитной полярности.

Так как геомагнитные инверсии — явление глобальное, должна быть точная стратиграфическая и хронологическая корреляция прямо и обратно намагниченных образований по всему миру. Поэтому шкала геомагнитных инверсий в принципе может быть построена как чисто хронологическая, если образцы горных пород, для которых определена магнитная полярность, удастся датировать физическими методами. Такая шкала называется магнитохронологической [Палеомагнитология, 1982]. Этот подход к изучению истории геомагнитных инверсий корректен только при условии, что продолжительность эпох, в течение которых сохраняется геомагнитная полярность, превосходит погрешности метода датировки. Построение магнитохронологической шкалы, и то только для позднего кайнозоя, стало возможным лишь с развитием калий-аргонового метода, позволившего очень точно датировать вулканогенные породы, главным образом основные лавы, магнитная полярность которых определена.

Наиболее известна шкала геомагнитной полярности для последних 4,5 млн. лет, основанная на 150 определениях возраста и полярности лав в самых разных точках земного шара. Это классическая шкала Кокса [Cox A., 1969], которая впоследствии была лишь уточнена и продлена до 7 млн. лет (рис. 4.40). Продление магнитохронологической шкалы на более древние эпохи встречает трудности, которые связаны с возрастанием абсолютных погрешностей калий-аргоновых датировок. Таким образом, рубеж 5—7 млн. лет, т. е. начало плиоцена, в настоящее время является нижней границей применимости чисто геохронологического метода построения шкалы геомагнитной полярности. Для исследования доплиоценовых инверсий пока реален только стратиграфический подход.

Вторым способом построения шкалы геомагнитной полярности является палеомагнитное изучение разрезов донных осадков по колонкам донных трубок. По сравнению с изучением вулканогенных образований этот метод может дать более полную информацию об истории геомагнитных инверсий, особенно при изучении донных осадков глубоководных частей Мирового океана, не подверженных воздействию мутьевых потоков. Наиболее длинные колонки позволили проверить и уточнить шкалу Кокса и продолжить ее до начала неогена (рис. 4.41). Развитие бурения океанского дна, вероятно, позволит вскоре построить такую шкалу для всего кайнозоя и второй половины мезозоя.

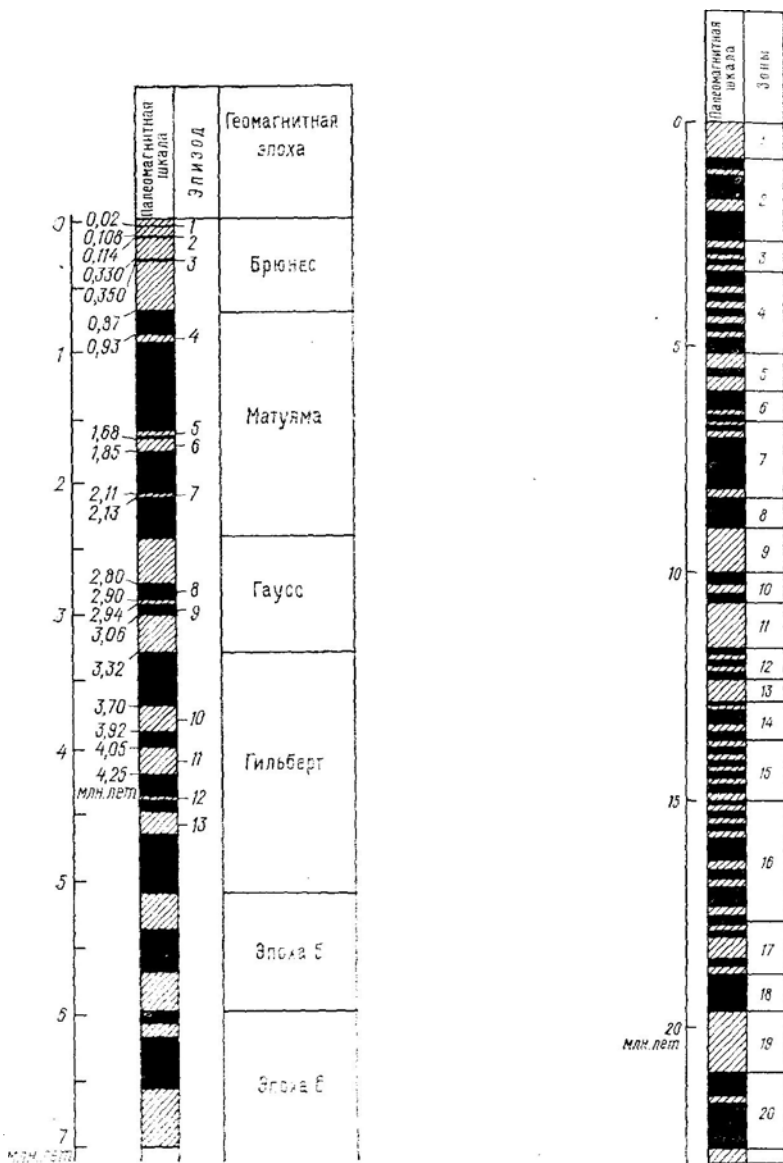


Рис. 4.40. Магнитохронологическая шкала за последние 7 млн. лет (по Cox A. [1969] с дополнениями).

Эпизоды (events): 1 — Лашамп, 2 — Блейк, 3 — V-зона, 4 — Харамильо, 5 — Гилса, 6 — Олдувай, 7 — Реюньон, 8 — Каена, 9 — Маммот, 10 — Кохитос, 11 — Нунивак, 12 — Сиду-филл, 13 — Твера

Здесь и на рис. 4.41—4.47 косая штриховка — интервалы прямой полярности, черное — обратной полярности.

Рис. 4.41. Палеомагнитная шкала неогенового и четвертичного периодов по глубоководным осадкам [Theuer F., Hammond S. R., 1974 г.].



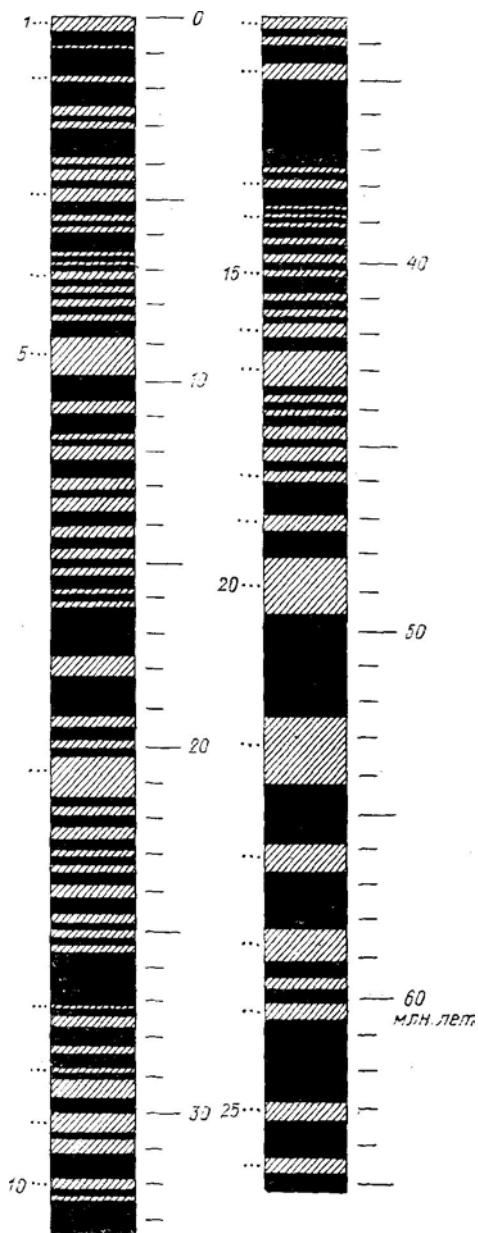


Рис. 4.42. Шкала геомагнитных инверсий кайнозоя по океаническим магнитным аномалиям [La Breque Z. L., Kent D. V., Cande S. C., 1977].

Третий способ прослеживания истории геомагнитных инверсий — это изучение линейных магнитных аномалий на океанах и построение профилей вкостростираания этих аномалий. Интерпретация таких профилей дает последовательность прямо и обратно намагниченных аномалиеобразующих тел, которые в соответствии с концепцией разрастания океанического дна представляют собой хронологическую запись геомагнитных инверсий. Зная скорость разрастания дна, имея датировки некоторых из этих аномалий, полученные по коренным породам или нижнему слою осадков океанического дна, можно построить так называемую аномалийную шкалу геомагнитной полярности (рис. 4.42). Из-за молодости океанического дна этот способ также может быть применен при построении шкалы геомагнитной полярности только для юры и моложе.

Наконец, четвертый способ построения шкалы геомагнитной полярности — это применение нормальной стратиграфической процедуры: палеомагнитное изучение наиболее полных аз езов осадочных и вулканогенно-осадочных толщ в стратотипических областях, сопоставление и надстраивание полученных

последовательностей зон прямой и обратной намагниченности и составление сводных магнитостратиграфических разрезов сначала по отдельным регионам и провинциям, а затем их объединение в глобальном масштабе. Временной эквивалент построенной таким путем магнитостратиграфической шкалы представляет собой последовательность интервалов прямой и обратной геомагнитной полярности, привязанную к общей геохронологической шкале — к периодам, эпохам и векам.

Геомагнитные инверсии, если их рассматривать за длительные интервалы (эры и более), подчиняются сложной ритмичности [Палеомагнитология, 1982]. Они неравномерно распределяются по шкале времени, позволяя выявить интервалы сгущений и разрежений, характерные группировки и т. п. Следовательно, в магнитостратиграфической и магнитохронологической шкалах полярности можно выделить единицы разного ранга — таксономические единицы.

Наименования различных подразделений шкал полярности до сих пор еще являются предметом дискуссии. Так, при обсуждении проекта магнитостратиграфического кодекса СССР в качестве основных единиц магнитостратиграфической шкалы предложены (в нисходящем порядке): мегазона, гиперзона, суперзона, ортозона и субзона, а в качестве их временных аналогов соответственно мегахрон, гиперхрон, суперхрон, ортохрон и субхрон. Подкомиссия по магнитной стратиграфии Международной стратиграфической комиссии рекомендует несколько иные названия единиц. Ниже используются термины, предложенные при обсуждении проекта магнитостратиграфического кодекса, вместе с укоренившимися в практике терминами магнитной полярности «эпоха» и «эпизод» (event), для хронологических аналогов — «ортозоны» и «субзоны».

Ранг единицы определяется длительностью и значением соответствующего ей этапа в общей истории геомагнитного поля. Мегазоны по своему объему примерно отвечают эратемам общей стратиграфической шкалы, гиперзоны — системам, суперзоны — отделам или нескольким ярусам, ортозоны — ярусам или зонам.

В разрезах часто наблюдаются интервалы, соответствующие неустойчивому состоянию геомагнитного поля (сильному отклонению направления поля, незавершенной инверсии). Такой интервал называется аномальным, включается в состав вмещающего магнитостратиграфического подразделения и не представляет самостоятельной таксономической единицы, но может служить реперным уровнем. Его временной аналог называется экскурсом магнитной полярности.

#### 4.6.3. МАГНИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ФАНЕРОЗОЯ СССР И СОПОСТАВЛЕНИЕ ЕЕ С ДРУГИМИ ШКАЛАМИ

Палеомагнитные работы в СССР с самого начала имели стратиграфический характер и явились источником накопления большого фактического материала, систематизацию которого облегчили опорные региональные палеомагнитные шкалы, созданные почти для всех интервалов фанерозоя. Последний вариант магниостратиграфической шкалы [Палеомагнитология, 1982] представлен на рис. 4.43. Самые крупные единицы, выделяемые по этой шкале, — гиперзоны (25—70 млн. лет), в наиболее изученных интервалах шкалы установлены суперзоны (10—40 млн. лет). Палеомагнитным подразделениям присвоены географические названия, не использованные в стратиграфии, с учетом приоритета и места их выделения.

Нижнепалеозойская часть шкалы составлена главным образом по разрезам Сибирской платформы, средне-верхнепалеозойская — по разрезам Восточно-Европейской платформы и ее обрамления, а также по Алтае-Саянской области и Тунгусской синеклизе. Преобладающая полярность палеозоя — обратная (более 70 % разреза), на ее фоне отмечается более 30 зон прямой полярности, продолжительность их временных эквивалентов от 0,5 до 20 млн. лет. По характеру распределения *N*- и *R*-зон выделено шесть гиперзон.

При построении мезозойской части шкалы использованы данные по разрезам Восточно-Европейской платформы, Кавказа, Средней Азии, Сибири и Северо-Востока СССР [Зубаков В. А., Кочегура В. В., 1976 г.]. Преобладающая полярность — прямая (75 %), отмечается более 30 зон обратной полярности. Распределение *R*-зон по шкале неравномерное, что позволяет разделить мезозойскую часть шкалы на четыре гиперзоны (по 20—65 млн. лет).

Шкала кайнозоя (рис. 4.44 и 4.45) по числу и полноте использованных для ее построения данных резко делится на две части. Палеогеновая часть (см. рис. 4.43) составлена по немногочисленным разрезам в Туркмении, Таджикистане и Нахичеванской АССР. При составлении верхней части шкалы привлечен богатейший материал по Украине, Азербайджану, Средней Азии, Западной Сибири и Дальнему Востоку [Зубаков В. А., Кочегура В. В., 1976 г.].

Геомагнитное поле кайнозоя характеризуется неустойчивостью, что выражается в наличии большого количества зон (около 70), распределенных таким образом, что интервалы прямой и обратной полярности занимают по 50 % шкалы. Ряд крупных *N*-зон в нижней части шкалы определяют господство поля прямой полярности в палеогене, тогда как в неогене, при более частых инверсиях, все же преобладает обратная поляр-

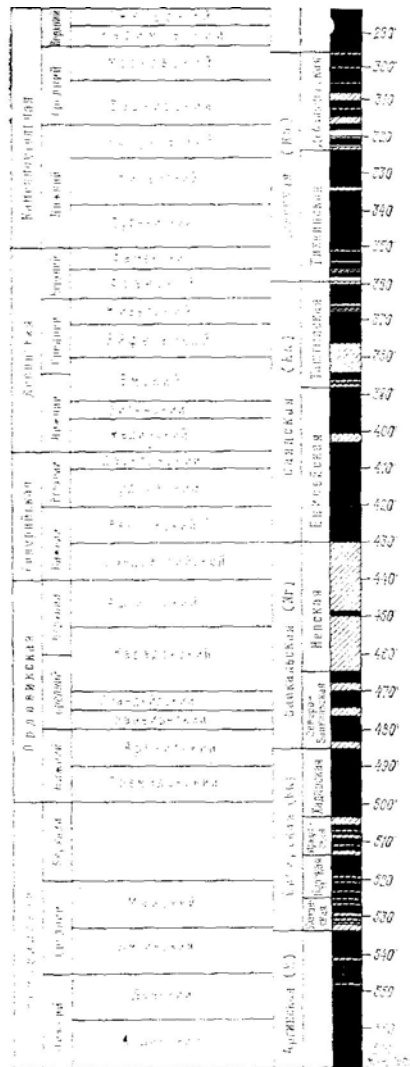
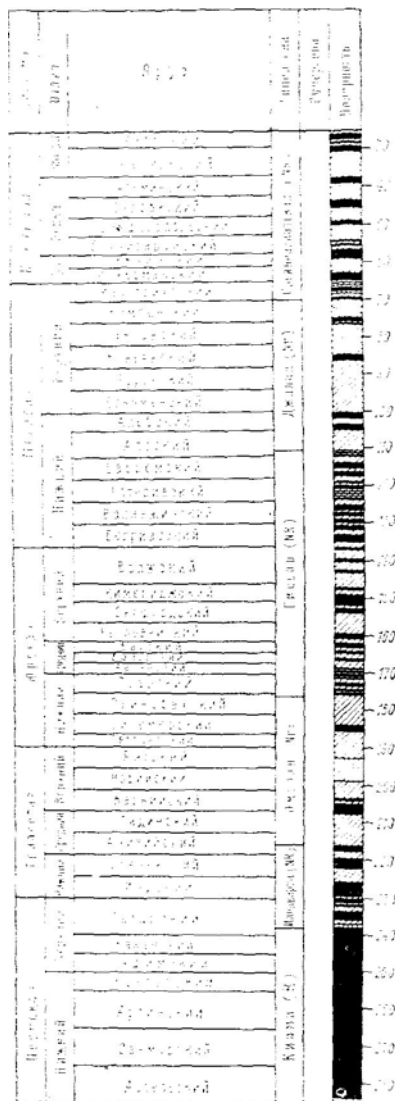


Рис. 4.43. Палеомагнитная шкала палеозоя, мезозоя и палеогена СССР [Палеомагнитология, 1982]. Здесь и на рис. 4.44—4.47 вертикальная штриховка — зоны переменной полярности.

ность. Плохая палеомагнитная изученность палеогена не позволяет на современном этапе выделить в кайнозой две или более гипер- и суперзон, и весь кайнозой вместе с маастрихтским ярусом мела объединяются в одну гиперзону — Среднеазиатскую.

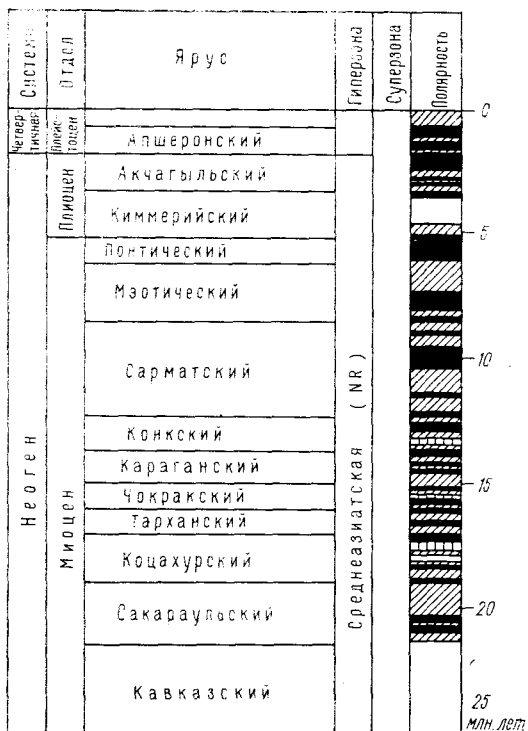


Рис. 4.44. Палеомагнитная шкала позднего кайнозоя СССР [Палеомагнитология, 1982].

Шкала геомагнитной полярности фанерозоя СССР, составленная как шкала стратиграфическая, отличается этим от широко известных шкал Кокса, Ламонтской и других геохронометрических шкал, основанных на радиологических датировках. Магнитостратиграфический метод, который по ряду причин становится более предпочтительным по мере перехода ко все более древним частям шкалы, стал применяться и за рубежом [La Brecque J. L. e. a., 1977; Alvarez W. e. a., 1977]. Это значительно расширяет возможности сопоставления различных шкал и дает дополнительное обоснование магнитостратиграфической шкалы СССР, хотя сопоставление палеомагнитных разрезов в глобальном масштабе затруднено по следующим причинам [Палеомагнитология, 1982]: 1) как правило, недостаточны стратиграфическое обоснование и полнота магнитозон; 2) нет общепринятой геохронологической шкалы фанерозоя; 3) разные авторы пользуются разными хроностратиграфическими и геохронометрическими шкалами. Поэтому сопоставление шкал полярности достаточно условно.

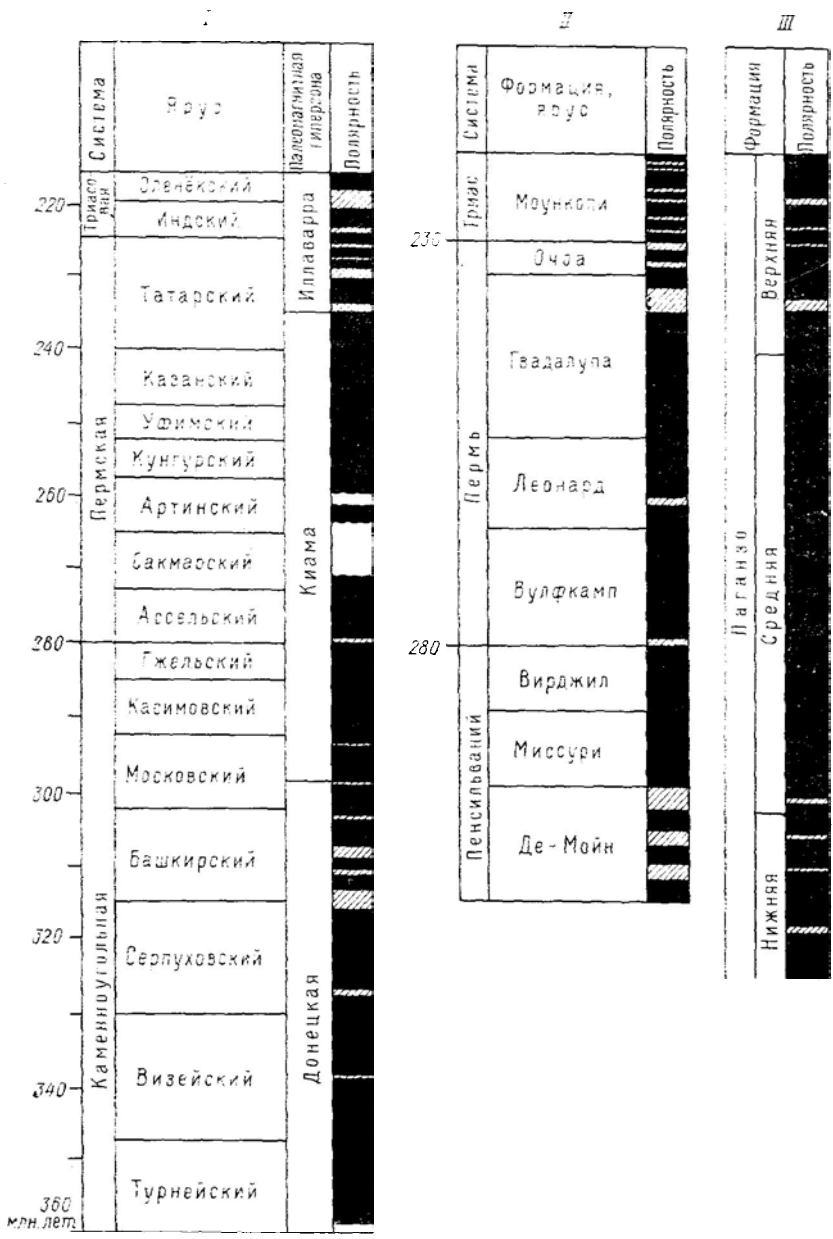


Рис. 4.45. Сопоставление палеомагнитных шкал позднего палеозоя.  
 I — СССР; II — Северная Америка; III — Южная Америка.

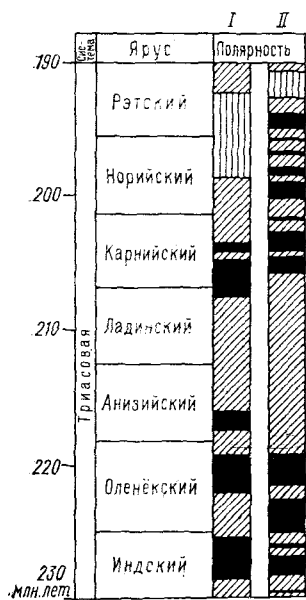
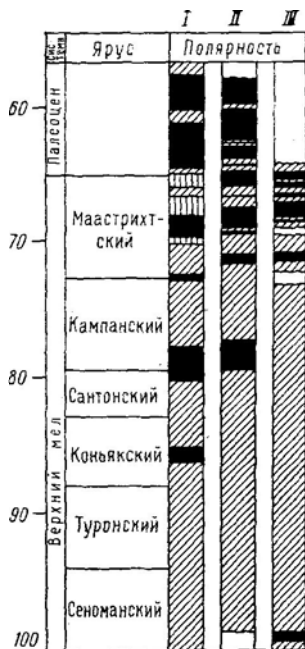


Рис. 4.46. Сопоставление палеомагнитных шкал триаса [Палеомагнитология, 1982].

I — СССР; II — Северная Америка

Рис. 4.47. Сопоставление палеомагнитных шкал верхнего мела и палеогена.

I — СССР; II — Италия; III — Северная Америка.



Верхняя часть Донецкой гиперзоны и граница ее с гиперзоной Киама отмечены в разрезах Северной Америки в верхах пенсильвания и Южной Америки, в нижней части формации Паганзо [Палеомагнитология, 1982] (см. рис. 4.45). В этих же разрезах наиболее полно представлена гиперзона Киама, прослеженная по всем континентам. Ее граница с гиперзоной Иллаварра устанавливается в Северной Америке в верхах гвадалупского яруса перми, т. е. на том же уровне, что и на Русской платформе. Гиперзона Иллаварра наиболее полно изучена в разрезах формаций Моункопи и Чагуотер в Северной Америке [Палеомагнитология, 1982]. По своему разрезу эта граница почти совпадает с границей среднего и верхнего триаса.

Сводный магнитостратиграфический разрез, составленный Ч. Хелсли по разрезам Северной Америки, Гренландии и Африки, охватывает также нижнюю половину гиперзоны Омолон и коррелирует с ней (рис. 4.46). Для гиперзоны Гиссар имеются только короткие разрезы. Гиперзона Джалал фиксируется во многих разрезах мира (рис. 4.47). Наиболее полно она изучена

в разрезах Италии, Северной Америки, в колонках океанических осадков. Верхи сантона — низы кампана отмечаются повсеместно прекрасным репером — зоной Кульджа (Губио А).

Среднеазиатская гиперзона в своей верхней части, охватывающей последние 4,5 млн. лет, прослежена детально в разрезах неоген-четвертичных отложений многих районов. Шкалы полярности этого интервала хорошо согласуются со шкалой Кокса. Выделенные в этой шкале четыре зоны разной геомагнитной полярности (ортозоны) — Брюнес (прямая  $N$ ) 0—0,69 млн. лет, Матуяма (обратная  $R$ ) 0,69—2,43 млн. лет, Гаусс ( $N$ ) 2,43—3,32 млн. лет и Гильберт ( $R$ ) 3,32—4,45 млн. лет — четко прослеживаются в разрезах плиоцена — плейстоцена всего мира.

#### 4.6.4. ПРИМЕНЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СТРАТИГРАФИИ

Магнитостратиграфические исследования ведутся по нескольким направлениям, которые включают в себя:

— расчленение толщ горных пород по палеомагнитным характеристикам (полярности, координатам полюсов, реперным горизонтам аномальных направлений векторов  $J_n$ , скалярным параметрам);

— палеомагнитную корреляцию региональных и местных стратиграфических схем и их сопоставление с общей стратиграфической шкалой;

— создание единой магнитостратиграфической шкалы.

Практика использования палеомагнитного метода в геологии показала, что наиболее успешно он может применяться при решении следующих задач стратиграфии [Палеомагнитология, 1982]:

1) изучение стратиграфии четвертичных и плиоценовых отложений, определение нижней границы четвертичной системы;

2) разработка и обоснование геохронологической шкалы протерозоя и фанерозоя;

3) корреляция стратиграфических шкал для континентов и биогеографических областей, в особенности континентальных образований, и привязка их к общей шкале;

4) изучение стратиграфии немых толщ, определение геологического возраста вулканогенных образований и руд;

5) детальная корреляция разрезов неогена, триаса — верхней перми, ордовика — верхнего кембрия.

Объекты палеомагнитных стратиграфических исследований определяются как поставленными задачами, так и тем, насколько вероятно сохранность первичной намагниченности  $J_n^0$  в породах и насколько просто ее выделить [Храмов А. Н., Шолпо Л. Е., 1967].



Наиболее благоприятными объектами являются первично окрашенные красноцветные осадочные породы и эффузивы основного состава, некоторые сероцветные осадочные породы и бокситы.

При региональных исследованиях палеомагнитный метод применяется в комплексе методов стратиграфии для детального расчленения, корреляции и определения возраста вулканогенных и немых осадочных толщ. Основой таких работ в каждом регионе является составление опорного палеомагнитного разреза, т. е. установление всей последовательности палеомагнитных зон в том стратиграфическом интервале, который представлен породами региона, и привязка этих зон к региональной стратиграфической шкале.

#### 4.6.5. ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

Наличие в разрезе района горизонтов или других геологических тел как с прямой, так и с обратной намагниченностью позволяет проводить непосредственное палеомагнитное выделение, прослеживание таких горизонтов и их картирование. Имеются две разновидности метода палеомагнитного расчленения и корреляции.

Первый метод состоит в выделении *N*- и *R*-зон и границ между ними, второй — в установлении палеомагнитной характеристики стратиграфических единиц, границы между которыми и их привязка к общей стратиграфической шкале уточнены с помощью палеомагнитной корреляции. В обоих случаях в стратиграфическую колонку и в легенду карт входят обозначения палеомагнитных зон и границ между ними.

В СССР палеомагнитное картирование проводилось на базальтовых комплексах Приморья, Армении и Камчатки [Акопян Ц. Г., 1964 г; Белоконов В. И., Кочегура В. В., Шолпо Л. Е., 1973; Михайлова Н. П., Глевасская А. И., Цыкора В. Н., 1974 г.], а также в областях развития осадочных толщ в различных районах. Масштабы этих съемок от 1:500 000 до 1:25 000.

Площадные палеомагнитные исследования эффузивов Камчатки велись параллельно с геологической съемкой масштаба 1:200 000. Это позволило помимо геологических границ установить также палеомагнитную границу Матуяма — Брюнес с возрастом 0,69 млн. лет. Наиболее детально эта граница прослежена на площади 200 км<sup>2</sup>.

Аналогичные работы проводились на вулканитах Дальнего Востока и Закарпатья. В качестве корреляционных признаков наряду с направлением  $J_n$  использовались также скалярные магнитные характеристики: модуль  $J_n$ , значения  $\alpha$  и фактора  $Q_n$ . Методика палеомагнитного картирования вулканогенных

образований уже внедряется в практику некоторыми геологическими организациями (например, партиями Закарпатской геологической экспедиции) [Методика..., 1979].

Применение палеомагнитного метода в стратиграфии осадочных толщ встречает определенные трудности. Главная состоит в том, что в осадочных породах по сравнению с эффузивами значительнее роль вторичной намагниченности, что требует для большинства образцов проведения магнитной чистки. Указанное обстоятельство, а также значительно меньшие, как правило, значения  $J_n$  затрудняют получение результатов непосредственно в полевых условиях, а подчас делают это невозможным.

Первым опытом использования палеомагнитных данных в стратиграфии при крупномасштабном картировании осадочных пород были работы, проведенные еще в конце 50-х годов в Челекенской нефтеносной структуре Западной Туркмении. Четыре палеомагнитных пересечения структуры вместе с дополнительными профилями вкрест простирания пород и по нему дали возможность составить палеомагнитный разрез обнажающейся верхней части красноцветной свиты среднего плиоцена, провести палеомагнитную корреляцию частных разрезов по зонам прямой и обратной намагниченности и проследить по простиранию некоторые их границы [Храмов А. Н., 1958]. Полученные материалы использовались в качестве контрольных при расчленении красноцветной свиты ритмостратиграфическим методом и картировании ее выходов в пределах Челекенской структуры [Форш Н. Н., 1958 г.]. Тогда же была показана возможность палеомагнитной корреляции разрезов скважин.

Современным примером использования палеомагнитного метода в стратиграфии и в картировании масштаба 1 : 25 000 могут служить работы, проведенные в зоне Передового хребта Северного Кавказа [Шевлягин Е. В., 1982 г.]. В процессе этих исследований в Урупо-Лабинском, в Кубано-Малкинском рудных районах разработана детальная шкала палеомагнитной синхронизации девонских образований, на основе которой было проведено картирование *N*- и *R*-магнитозон.

Опыт палеомагнитного картирования осадочных толщ в платформенных областях получен главным образом в процессе геологической съемки масштаба 1 : 200 000 в центральной части Московской синеклизы и в бассейне Северной Двины. В процессе исследований, ведущихся с 1971 г. на основе опорного палеомагнитного разреза перми и триаса Русской платформы, выработана рациональная методика палеомагнитного картирования. Основные ее положения, касающиеся стратиграфии, заключаются в следующем [Методика..., 1979].

1. Палеомагнитные работы ведутся в комплексе с другими стратиграфическими исследованиями; для получения представительных палеомагнитных данных достаточно детальность, применяемая при геологосъемочных работах того же масштаба.

2. Постановка палеомагнитных стратиграфических исследований целесообразна и эффективна только при достаточно высокой дифференциации образований по палеомагнитной зональности.

3. Палеомагнитное расчленение и корреляция отложений ведутся на основе магнитостратиграфических единиц, отвечающих по рангу свитам и горизонтам, с жесткими (синхронными) границами раздела. Каждая такая единица (магнитозона) характеризуется комплексом палеомагнитных, магнитных, фаунистических, литологических и других данных.

4. Палеомагнитные исследования проводятся поэтапно, с полной обработкой данных к концу каждого этапа. Эти этапы следующие:

а) получение временной последовательности магнитозон, опирающейся на наиболее изученные опорные и типовые разрезы;

б) палеомагнитное изучение всех выявленных на площади работ крупных обнажений, сопровождающееся геологической характеристикой (залегание, литология, палеонтология);

в) уточнение положения магнитозон по результатам изучения всех остальных обнажений, выработок и катировочных скважин.

5. При геологической съемке для проведения палеомагнитных исследований целесообразна организация палеомагнитного отряда (4—5 человек), которым выполняются как полевые, так и лабораторные и камеральные работы. В случае сложных или неисследованных в палеомагнитном отношении объектов и территорий необходимо привлекать специализированные палеомагнитные лаборатории.

#### 4.6.6. МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНОГО ОПРОБОВАНИЯ

Система отбора образцов на палеомагнитные исследования определяется прежде всего поставленной задачей и объектами изучения. При решении стратиграфических задач применяют следующие способы отбора [Храмов А. Н., Шолпо Л. Е., 1967].

1. Равномерный отбор образцов по наиболее полным разрезам (обнажениям). В каждой точке отбирают один-два штуфа, из которых изготавливают два-три образца для магнитометрических измерений. Так изучаются однородные осадочные толщи, отдельные пласты, лавовые потоки. Интервал отбора определяется мощностью геологического тела и минимальным числом требуемых для статистической обработки образцов, которых в каждом обнажении должно быть не меньше 15—20.

2. Выборочный отбор образцов определенных типов пород. Применяют, если в толще только некоторые породы могли сохранить первичную намагниченность. Способ отбора не отлича-

ется от первого, если благоприятные породы встречаются в разрезе часто. В том случае, если для изучения пригодны только немногие пласты, число штуфов, отобранных из каждого пласта, увеличивают, чтобы сохранить необходимые 15—20 образцов в каждом обнажении.

3. Отбор немногих штуфов в разных местах залегания объекта. Применяют при рекогносцировочных исследованиях. В этом случае рационально из каждого штуфа приготовить в лабораторных условиях возможно большее число образцов.

При любом способе кроме отбора серийных образцов необходимо составление специальных коллекций, главным образом для изучения происхождения компонентов  $J_n$  и времени их образования. Кроме того, отбирают образцы на петрографические, минералогические и химические анализы, а также образцы фауны и флоры.

Специфика системы изучения отложений помимо задачи исследования определяется также их происхождением и условиями залегания. Из лавовых потоков образцы следует отбирать равномерно. Так как первичная намагниченность, как правило, лучше сохраняется в краевых частях потока, где обычно наблюдается значительный разброс направлений  $J_n$ , для уверенного определения среднего направления  $J_n^0$  потока часто требуется до 15—20 образцов (штуфов). В метаморфизованных образованиях наиболее рационален равномерный отбор по нескольким профилям через всю толщу, чтобы выявить в обнажениях участки, где возможно сохранение реликтовой (дометаморфической) намагниченности пород. Число образцов должно обеспечить выполнение всех необходимых анализов для определения всех компонентов древней намагниченности. Образцы керн скважин для решения стратиграфических задач отбирают равномерно по разрезу вскрытой толщи. Шаг отбора такой же, как и при изучении осадочных толщ в обнажениях.

Палеомагнитология имеет дело с векторными величинами, поэтому образцы для палеомагнитных исследований должны быть ориентированы в пространстве. Для этого выбирают плоскость маркировки и измеряют с помощью горного компаса азимут и угол наклона этой плоскости. Только при отборе штуфов сильномагнитных пород и в районах значительных локальных магнитных аномалий пользуются геодезическим (с помощью теодолита) или астрономическим (с помощью солнечного компаса) способом ориентировки. При изучении слоистых осадочных пород, чтобы избежать пересчетов, в качестве плоскости маркировки стараются выбрать плоскость напластования. Линию падения наносят на плоскость маркировки со стрелкой в сторону падения, азимут этой линии и угол ее наклона (угол падения) измеряют и записывают; при горизонтальном залегании стрелку направляют на север.

Образцы для магнитометрических измерений изготавливают одним из следующих способов [Палеомагнитология, 1982].

1. От обнажения откалывают штуф породы размером приблизительно  $5 \times 10 \times 10$  см; верхнюю поверхность образца маркируют стрелкой. Штуф разрезают на одинаково ориентированные кубики вручную (сразу же на обнажении в случае мягких пород) или на камнерезном станке; на каждый кубик переносят линию падения со стрелкой.

2. Из штуфа перпендикулярно к плоскости маркировки выбуривают керны, которые затем разрезают с помощью камнерезного станка на цилиндры одинаковой высоты.

3. Такие же керны выбуривают непосредственно на обнажении, минуя процесс отбора штуфов. Для мягких пород применяют пуансоны, позволяющие получать кубики также непосредственно на обнажении.

Правильная форма образцов предпочтительнее, так как позволяет на порядок повысить точность на нижнем пределе измеряемых величин. Размеры кубиков зависят от применяемого магнитометра, обычно они составляют 2—4 см по ребру. В тех же пределах находятся и размеры цилиндров, наибольшая точность измерений обеспечивается при отношении высоты к диаметру 7:8.

Естественную остаточную намагниченность и ее компоненты, выделяемые при магнитной чистке, измеряют приборами разных типов. В СССР для этой цели применяют астатические магнитометры МА-21 и МАЛ-036 (НПО «Рудгеофизика») и ЛАМ-24 (завод «Геофизика», г. Брно, ЧССР), а также рок-генераторы (спин-магнитометры) ИОН-1 (НПО «Рудгеофизика»), JR-3 и JR-4 (завод «Геофизика», г. Брно). Некоторые лаборатории имеют приборы собственной конструкции, из которых следует отметить астатические магнитометры ВНИГРИ и геофизической станции «Борок», а также полевой рок-генератор ППМ-2 Института физики Земли АН СССР. Прибор ППМ-2 может работать непосредственно на обнажении, а такие приборы, как МА-21, МАЛ-036 и ИОН-1, — в условиях полевой лаборатории. Приборы ППМ-2 и ИОН-1 требуют стандартных образцов — кубиков с ребром 24 мм, а JR-3 и JR-4 — с ребром 20 мм или цилиндров диаметром 25,4 мм.

Установок для магнитной чистки образцов, выпускаемых заводами, нет. Обычно они конструируются и изготавливаются каждой лабораторией для своих нужд. Очень малыми сериями выпускаются размагничивающая установка РУВ-2 Института физики Земли АН СССР и электропечь с пермагнетовыми экранами для термочистки Института физики СО АН СССР. Установки для термочистки собираются также на основе малой тигельной электропечи и прибора ММИ-1, выпускаемого НПО «Рудгеофизика» и используемого как компенсатор геомагнитного поля.

#### 4.6.7. ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ КЕРНА СКВАЖИН

При картировочном, структурном, разведочном и опорно-параметрическом бурении иногда предпринимается палеомагнитное изучение керна с целью корреляции разрезов скважин и определения стратиграфической принадлежности разбуриваемых геологических образований. Эти работы проводились в Западной Туркмении, в Донбассе, на Мангышлаке [Очерстенко И. А., Шевлягин Е. В., 1970 г.; Ржевский Ю. С., Гаас Г. Я., 1973 г.].

Основная трудность подобных работ заключается в необходимости получения ориентированного керна, по крайней мере с отметками «верх—низ», а в ряде случаев и по странам света. Для этого разработан палеомагнитный метод ориентации керна [Методика..., 1979], основанный на том, что вторичный компонент вектора  $J_n$  направлен по современному земному магнитному полю в точке определения, которое известно. Возможна также ориентация по вектору первичной намагниченности пород, если их возраст приближенно известен [Очерстенко И. А., Шевлягин Е. В., 1970 г.]. Для этого можно воспользоваться результатами палеомагнитных определений на ориентированных образцах того же возрастного интервала или же вычислить по опорным данным о средних палеомагнитных полюсах (см. табл. 4.4) направления  $J_n^0$  в районе работ.

Палеомагнитная ориентация керна скважин в обеих модификациях метода требует разделения первичной и вторичной (современной) составляющей вектора  $J_n$  породы. Разная устойчивость этих составляющих к размагничивающим лабораторным воздействиям обуславливает возможность такого разделения.

Среди компонентов вторичной намагниченности наибольшее (строго говоря, всеобщее) распространение имеет естественная вязкая намагниченность  $J_{nv}$ . Рост  $J_{nv}$  во времени идет по закону, близкому к логарифмическому. Ее устойчивость к размагничивающим воздействиям растет с увеличением времени выдержки в магнитном поле. Так, вязкая намагниченность, возникающая за несколько месяцев, снимается при нагреве породы до 80—100 °С и выдержке при этих температурах в течение 30 мин, а для уничтожения естественной вязкой намагниченности  $J_{nv}$  необходим нагрев породы выше 150—200 °С [Храмов А. Н., Шоппо Л. Е., 1967; Методика..., 1979]. Теория вязкой намагниченности и практика магнитной чистки пород показали, что именно температурная чистка обеспечивает наилучшее выделение  $J_{nv}$  и разделение ее компонентов [Палеомагнитология, 1982].

Порядок магнитных исследований керна скважин таков [Методика..., 1979].

Вслед за окончанием бурения скважины отбирают с выбранной детальностью пробы из керновых ящиков. Образцы — кубики с размером ребра 24 мм — вырезают из центральной части керна так, чтобы ось  $z$  была направлена по оси керна вниз; направления горизонтальных осей  $x$  и  $y$  произвольны. Затем проводят серию первичных измерений на магнитометре, после чего коллекцию подвергают первой термочистке. Термочистка предназначена для снятия «паразитной» вязкой намагниченности, возникшей при хранении образцов в керновых ящиках и в лаборатории. Измеряют направление и значения вектора  $J'_n$ , свободного от «паразитной» намагниченности.

Вторую чистку проводят при более жестком режиме. Цель ее — в возможно большей степени разрушить естественную вязкую намагниченность, но так, чтобы не затронуть первичную. Оставшийся после чистки вектор  $J''_n$  измеряют. Разность векторов  $J'_n - J''_n$  должна быть направлена по современному геомагнитному полю в месте расположения скважины.

Третью чистку проводят с целью полного освобождения от вязкой компоненты. Режим чистки выбирают еще более жесткий (более длительная выдержка при более высоких температурах). Измеренное после чистки направление  $J_n^0$  в координатах образца пересчитывают относительно горизонта и стран света путем совмещения разностного вектора  $J'_n - J''_n$  с направлением современного геомагнитного поля.

Наивыгоднейшие режимы всех трех чисток зависят от многих факторов: минерального состава, размеров, формы носителей намагниченности пород, вида компонентов намагниченности — и подбираются экспериментально. Для красноцветов и пестроцветов верхней перми и триаса востока Русской платформы эти режимы оказались следующими [Методика..., 1979]: первая чистка —  $T = 75 \div 125^\circ\text{C}$  при выдержке  $t = 0,5 \div 1$  ч, вторая —  $T = 125 \div 150^\circ\text{C}$  при  $t = 4 \div 5$  ч, третья —  $T = 250 \div 300^\circ\text{C}$  при  $t = 2 \div 3$  ч.

Ограничения описанной методики ориентирования керна сводятся к следующему. Во-первых, необходимо наличие вязкой компоненты намагниченности, и в измеримых значениях. Малые значения  $J_{nv}$  снижают точность ориентации в горизонтальной плоскости, подчас становится невозможной даже ориентация образца по направлению «верх—низ». Во-вторых, применение методики ограничено тем, что при длительном хранении керна и образцов естественная вязкая намагниченность разрушается и, следовательно, теряется основной ориентирующий признак [Методика..., 1979].

#### 4.6.8. НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ МАГНИТОСТРАТИГРАФИИ

Одной из основных проблем магнитостратиграфии является поиск дополнительных диагностических признаков для выделяемых единиц шкалы полярности. Это связано с возможностью ошибочной корреляции разновозрастных единиц одной полярности и вероятной неопределенностью при выборе ее ранга, если основываться только на полярности. Кроме полярности и координат палеомагнитных полюсов, позволяющих идентифицировать лишь крупные подразделения палеомагнитной шкалы — мезазоны, гиперзоны и иногда суперзоны, такими признаками могут быть, например, какие-либо характерные черты поведения поля.

При корреляции региональных палеомагнитных шкал необходимо обращать особое внимание на степень детальности проведенных палеомагнитных исследований. Так, при одинаковой детальности исследований в регионах с разными режимами осадконакопления может быть нарушен главный принцип корреляции — сопоставление единиц одного ранга [Палеомагнитология, 1982]. При сплошном отборе образцов в районах с платформенным режимом возможно выделять такие особенности в поведении геомагнитного поля, как эпизоды, экскурсы, вариации, которые исчезают при уменьшении детальности исследования. При малой детальности исследований в таких разрезах будут выявляться только общие закономерности поведения геомагнитного поля, охватывающие длительные интервалы времени. В геосинклинальных областях даже при малой детальности отбора будут проявляться более мелкие особенности поведения геомагнитного поля, а следовательно, и менее крупные магнитостратиграфические подразделения.

Проблема иного рода возникает при построении шкалы для раннего палеозоя и докембрия — это проблема полярности, т. е. какой из двух полюсов считать северным. Решить ее можно будет только путем построения и корреляции детальных палеомагнитных шкал от среднего палеозоя и древнее для всех континентов. Эта работа находится еще в начальной стадии; представленный же выше вариант шкалы отвечает минимальной траектории миграции полюсов за средний палеозой относительно Сибирской платформы. Конечно, это решение вопроса не единственно возможное.

Палеомагнитные построения и выводы основываются главным образом на синхронной, одновозрастной горной породе намагниченности. Компонент естественной остаточной намагниченности, выделяемый любым из методов или даже их совокупностью, далеко не всегда синхронен осадку или магматической породе. Горная порода во время своей «жизни» могла погружаться на глубину, подвергаться динамическим нагрузкам, прогреваться внедрившимися интрузиями, претерпевать различные



физико-химические изменения, в результате которых частично или полностью разрушается синхронная намагниченность и возникает новая, метахронная, намагниченность  $J_n^m$  — древняя намагниченность, возраст которой моложе возраста породы. Полученные данные подтверждают возможность регионального перемагничивания древних пород, но его механизм может быть разным. Так, на Восточно-Европейской платформе позднепалеозойская метахронная намагниченность в более древних по возрасту породах возникла, скорее всего, при латеритном выветривании в аридных условиях. На Урале большую роль должны были играть процессы термовязкого и термохимического намагничивания во время герцинского орогенеза. В Сибири метахронная намагниченность возникла в эпоху максимальной магматической активности (триасовый период) при региональном прогреве пород; природа ее может быть термовязкой и термохимической. Наиболее общий характер носит гипотеза, которая связывает возникновение метахронных компонентов намагниченности при медленно и непрерывно идущих процессах химического преобразования пород.

Проблема диагностики и снятия метахронной намагниченности полностью еще не решена. Однако на современном этапе представляется эффективным проверенный на практике следующий путь ее обнаружения и снятия: массовое высокотемпературное (около 600 °C) размагничивание, поскольку чаще всего  $J_n^m$  осадочных пород связана с тонкорассеянным гематитом; химическое размагничивание; статистический анализ на всех этапах чистки с отдельным рассмотрением снимаемых и остающихся компонентов  $J_n$  [Палеомагнитология, 1982].

Метахронная намагниченность, с одной стороны, является помехой при изучении геомагнитного поля эпохи образования пород и составлении палеомагнитной геохронологической шкалы. С другой стороны, она может дать определенную информацию о геомагнитном поле в последующие эпохи и сведения о дальнейшей геологической жизни пород и всего региона.

Одним из важнейших направлений палеомагнитных работ почти с самого их начала стало исследование палеомагнетизма докембрия [Палеомагнитология, 1982]. Объясняется это прежде всего ограниченными возможностями палеонтологического метода в докембрии и увеличением погрешности абсолютных датировок из-за «исчерпания» достаточно быстро распадающихся изотопов. Напротив, нет никаких оснований считать, что геомагнитная эволюция в докембрии была более медленной, чем в фанерозое [Палеомагнитология, 1982].

Однако, несмотря на потенциальные возможности палеомагнитного метода в решении проблем докембрия, указанные выше обстоятельства создают сложности и неоднозначность при построении и сопоставлении хронологических рядов палеомагнит-

ных определений, т. е. в разработке палеомагнитной шкалы докембрия. Другая не менее трудная проблема возникает в связи со спецификой докембрийских пород как объектов палеомагнитных исследований. Огромная длительность их существования и широкое развитие метаморфизма обуславливают сложность компонентного состава намагниченности этих пород, и выделение первичной намагниченности часто связано с большими трудностями.

В качестве примера решения палеомагнитным методом проблемы корреляции докембрийских толщ можно привести сопоставление разрезов венда и рифея Сибирской платформы и составление первого макета магнитостратиграфической шкалы этого интервала [Палеомагнитология, 1982]. Построение шкал геомагнитной полярности и опорных рядов координат палеомагнитных полюсов для венда и протерозоя — одна из основных задач палеомагнитной стратиграфии.

#### 4.7. ИЗУЧЕНИЕ РАЗРЕЗА И КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ОПОРНЫМ И ПАРАМЕТРИЧЕСКИМ СКВАЖИНАМ

Одной из задач бурения опорных и параметрических скважин является изучение разреза нижних структурных этажей в том случае, когда они не выходят на дневную поверхность и к ним приурочены важные полезные ископаемые. Бурение опорных скважин проводится с целью вскрыть типичные разрезы крупных регионов или структурно-фациальных зон (например, разрезы чехла Восточно-Европейской платформы), параметрических — обычно для геологической интерпретации геофизических данных.

При обработке материалов из опорных и параметрических скважин должны быть решены различные задачи, важнейшие из которых следующие:

- 1) изучение вещественного состава, условий залегания и мощности пород, вскрытых скважиной;
- 2) выделение в разрезе стратиграфических подразделений и установление их возраста;
- 3) корреляция выделенных стратиграфических подразделений со вскрытыми соседними скважинами или обнажающимися на поверхности в смежных регионах.

Первичную обработку материалов бурения проводят непосредственно в кернохранилищах и лабораториях при опорных или параметрических скважинах. Основной объем камеральных работ выполняют в центральных научно-исследовательских лабораториях (ЦНИЛ), в научно-исследовательских институтах или в геологических организациях, ведущих опорное или параметрическое бурение.

Необходимо, чтобы обработка материалов из определенных опорных или параметрических скважин была сосредоточена в одной научно-исследовательской или производственной геологической организации, а руководство всей научной обработкой материалов осуществлялось одним геологом, в обязанности которого входит составление окончательного сводного отчета по скважине.

Камеральная обработка материалов, полученных из опорной или параметрической скважины, распадается на следующие основные группы работ: 1) изучение керна, 2) изучение шлама, 3) обработка материалов геофизических исследований, 4) обобщение полученных результатов и составление окончательного сводного отчета по опорной или параметрической скважине.

Для разработки детальной стратиграфической основы важное значение имеют работы по пунктам 1, 2, 3, на которых мы и остановимся.

#### 4.7.1. ИЗУЧЕНИЕ КЕРНА

Полученный из скважин керн подвергают как макроскопическому описанию, так и лабораторному изучению. Макроскопическое описание керна проводят дважды: непосредственно после выемки его из колонкового долота (первичное) и после раскалывания керна вдоль (окончательное). Керн раскалывают вдоль, для того чтобы передать одну половину на лабораторные исследования, а другую — на длительное хранение. Описание керна должно выполняться по схеме, изложенной во «Временной инструкции» [1948]. При этом указывается глубина залегания кровли и подошвы каждого слоя и дается подробная литологическая характеристика породы. Указываются условия залегания данного слоя по отношению к подстилающим и перекрывающим отложениям (согласное, несогласное, по резкой границе или с постепенным переходом). В случае наличия органических остатков следует определить, к какой группе они относятся, обратить внимание на условия захоронения и распределения в породе. В дальнейшем органические остатки должны быть извлечены из породы, а те, которые не удастся отпрепарировать, выделяются вместе с куском породы и передаются на определение соответствующим специалистам.

Параллельно с макроскопическим описанием керна вычерчивают разрез скважин, на котором показывают места находок фауны и флоры и отбора образцов на различные виды анализов.

Лабораторное камеральное изучение керна включает в себя петрографические и палеонтологические исследования, а также изучение физических свойств и химического состава пород. Микрофаунистическое исследование керна является обязательным; во многих случаях на основании этого исследования представ-

ляется возможным сделать основные выводы о возрасте вскрытых скважиной пород. Спорово-пыльцевой анализ — также важный элемент палеонтологического изучения керна, особенно для континентальных отложений.

#### 4.7.2. ИЗУЧЕНИЕ ШЛАМА

Помимо изучения керна большое значение для выделения коррелятивов имеет обработка шлама — обломков пород, выносимых глинистым раствором в процессе бурения. Литологическую характеристику шлама необходимо сравнить с описанием керна, поднятого с соответствующей глубины разреза скважины. При этом следует проверять минералогический состав глинистого раствора в скважине и не принимать во внимание привнесенные минералы и остатки фауны и флоры.

Выделенные из шлама фауну и флору подвергают обычной палеонтологической обработке в лаборатории. На основании всех исследований шлама выделяют стратиграфические подразделения и определяют их возраст.

#### 4.7.3. ОБРАБОТКА МАТЕРИАЛОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геофизические наблюдения в скважинах включают в себя различные виды каротажа: электрический, радиоактивный, механический и т. д. Обработка этих материалов должна дать возможность сопоставить данные каротажа с керном и выделить соответствующие каротажные реперы или стратиграфические подразделения. Кроме того, выделяются водоносные и нефтегазоносные горизонты, горизонты угля, руд и других полезных ископаемых. Все горизонты получают соответствующие порядковые номера или индексы в зависимости от того, какая система принята в данном регионе.

Необходимо также сопоставлять каротажные диаграммы опорной или параметрической скважины с диаграммами соседних скважин, разрез которых уже достаточно изучен. Это дает возможность уточнить по геофизическим данным расчленение разреза и выявить закономерности изменения литологического состава и мощности стратиграфических подразделений в исследуемом районе.

В результате геофизического изучения керна могут быть получены данные о естественной намагниченности пород в разрезе, которые также используются для уточнения расчленения разреза. Площадные геофизические работы в районе заложения скважины и сейсмокаротаж позволят установить необходимые для интерпретации физические свойства разреза (электрическое сопротивление и скорости упругих волн), привязать отражающие сейсмические горизонты к разрезу.

Теория и техника геофизических исследований скважин освещены в работах В. Н. Дахнова [1982], С. С. Итенберга [1972], С. Г. Комарова [1973], М. Г. Латышовой, Б. Ю. Вендельштейна, В. П. Тузова [1975]. Обоснование геологической интерпретации материалов геофизических исследований скважин дано В. А. Долицким [1966] и С. С. Итенбергом [1967 г., 1972]. Многочисленные примеры использования каротажа для расчленения и корреляции разрезов можно найти и в других работах.

Все методы каротажа представляют собой измерение значений каких-либо физических свойств пород, слагающих стенки скважин, специальным устройством (зондом). Различают следующие методы: электрический, радиоактивный, механический (кавернометрия), акустический, индукционный, термический и др. Результатом каротажа являются диаграммы, по длинной оси которых последовательно отмечают в определенном масштабе (обычно 1 : 500 и 1 : 200) глубины скважины (от устья до забоя), а по короткой оси — значения измеряемых параметров также в масштабе.

Характер записи диаграммы зависит, с одной стороны, от размеров и конструкции зондов, а с другой — от состава и особенностей пород, слагающих стенки скважины, диаметра скважины, свойств промывочной жидкости, температуры и т. п. Любое значительное изменение измеряемого параметра, зарегистрированное на соответствующей каротажной диаграмме, отражает только изменение состава пород в разрезе. На этом основаны расчленение и корреляция отложений с помощью каротажных диаграмм.

Наиболее полная информация о глубинах залегания границ слоев и особенностях их литологического состава получается при сочетании следующих видов каротажа: электрического (измерение кажущегося электрического удельного сопротивления — КС, потенциал- и градиент-зондами и потенциалов естественной, собственной, поляризации — ПС), радиоактивного (измерение естественного гамма-излучения — ГК, интенсивности вызванной радиоактивности гамма-излучения радиационного захвата нейтронов — НГК), метода кавернометрии — КВ (измерение диаметра скважины). В некоторых случаях важное значение приобретают индукционный, акустический и другие виды каротажа. В обсаженных скважинах возможно использование только радиоактивных методов.

Первая задача, решаемая с помощью каротажа, — это определение литологического состава и глубин залегания кровли и подошвы слоя в скважинах. Наиболее важны для определения литологического состава слоев по каротажным диаграммам не абсолютные значения тех или иных параметров, зарегистрированных на диаграмме, а их соотношения (рис. 4.48).

Глинистые породы, включая аргиллиты и глинистые сланцы, характеризуются высокими (положительными) значениями ПС

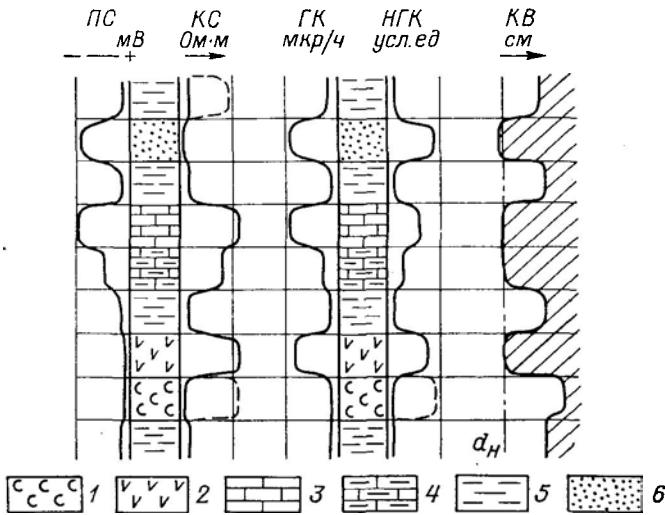


Рис. 4.48. Схематическая характеристика основных типов осадочных горных пород на наиболее часто используемых диаграммах каротажа (по В. А. Долицкому, с изменениями).

1 — каменные и калийные соли; 2 — ангидриты; 3 — известняки и доломиты; 4 — глинистые известняки и доломиты; 5 — глинистые породы; 6 — алевритово-песчаные породы;  $d_H$  — номинальный диаметр скважины.

и ГК, низкими значениями КС и НГК, увеличенным диаметром скважины, нередко с большими кавернами. Однако на больших глубинах уплотненные глины могут обладать более высоким кажущимся сопротивлением, чем водоносные песчаники, особенно с высокой минерализацией пластовых вод. Примесь песчаного и карбонатного материала также повышает сопротивление глинистых пород.

Алевритово-песчаные породы (наиболее мелкозернистые разновидности алевритовых пород, особенно со значительной глинистой примесью, плохо отличаются от глинистых пород) характеризуются низкими значениями ГК и ПС, высокими значениями НГК, широким диапазоном значений КС и номинальным (равным диаметру бурового инструмента) или несколько уменьшенным диаметром скважины. Кажущееся сопротивление рассматриваемых пород снижается при наличии глинистой примеси и повышается при уменьшении пористости, насыщении пород водой, нефтью, газом. Характерные для алевритово-песчаных пород уменьшенные (отрицательные) значения ПС при минерализации воды промывочной жидкости ниже минерализации пластовых вод\* и увеличении глинистой примеси повышаются и в сильно-

\* Поэтому при значительном изменении минерализации промывочной жидкости иногда наблюдается в уже известном разрезе замена отрицательной аномалии против песчаников на положительную.

глинистых песчаных породах не отличаются от характерных для глинистых пород. В редких случаях, когда минерализация воды промывочной жидкости одинакова с минерализацией пластовых вод, естественная поляризация не возникает.

В общем случае ГК алевритово-песчаных пород, зависящая, как и ПС, от глинистой примеси, отличается низкими значениями и сходной конфигурацией диаграмм ГК и ПС. Однако примесь радиоактивных минералов (например, монцонитовые, глауконитовые песчаники с желваками фосфорита и др.) или проникновение радиоактивных вод может вызвать повышенную естественную радиоактивность и без повышения глинистости. Тогда такие слои характеризуются низкими значениями ПС.

Хотя алевритово-песчаным породам свойственны высокие значения на диаграммах НГК, разности, насыщенные водой, нефтью или загипсованные, характеризуются пониженными значениями НГК. Уменьшение диаметра скважин в алеврито-песчаных слоях происходит в случае высокой проницаемости вследствие образований глинистой корочки на их поверхности при фильтрации промывочной жидкости.

Грубообломочные породы (гравелиты, конгломераты, брекчии и др.) отличаются высокими значениями КС и различными значениями ПС (высокими при глинистой заполняющей массе и низкими при песчаной), ГК, НГК и КВ.

Карбонатные породы удается очень четко выделить в разрезе по комплексу геофизических методов, но обычно их нельзя разделить в зависимости от минерального состава, хотя и можно различить породы с разной глинистой примесью и различными типами пористости и каверности.

Известняки и доломиты не различаются с помощью каротажа при использовании обычного комплекса методов. Однако в последние годы широкое применение получил акустический метод исследований, интерпретация диаграмм которого совместно с радиоактивными методами позволяет после специальной обработки разделить известняки и доломиты. В целом карбонатные породы характеризуются высокими значениями КС и НГК (в глинистых разностях и мергелях сильно снижаются), низкими значениями ГК (в глинистых разностях возрастают), номинальными значениями диаметра скважины (в глинистых разностях возникают каверны), изменчивыми значениями ПС (отрицательными в чистых разностях, положительными в глинистых).

В высокопористых разностях карбонатных пород значения НГК резко снижаются (как и в сильнозагипсованных доломитах и известняках), а диаметр скважины обычно меньше стандартного из-за образования на поверхности породы глинистой корочки при фильтрации промывочной жидкости. Карбонатные породы с включениями радиоактивных минералов отличаются максимумами на диаграмме ГК.

Следует учитывать, что известняки и доломиты только по каротажным диаграммам часто нельзя отличить от песчаников (особенно нефтеносных и газоносных), а также от гипсов.

Гидрохимические породы (ангидриты, гипсы, каменные и калийные соли) характеризуются высокими значениями КС (в связи с обычно возникающими кавернами в каменных и калийных солях здесь значения КС резко понижены), очень низкими значениями ГК (глинистые разности имеют несколько повышенные значения, а калийные соли — весьма высокие), закономерно дифференцированными значениями НГК, КВ и невыразительными диаграммами ПС (положительными при глинистой примеси). Гипсам и боратам свойственны самые низкие значения НГК, ангидритам — максимальные (в загипсованных разностях снижаются), несколько более низкие, но весьма варьирующие в каменной и калийной солях (особенно в сильвинитах). Диаметр скважины в гипсах и ангидритах номинальный, а в каменной и особенно в калийной солях обычно увеличенный.

Вулканогенные и метаморфические породы характеризуются очень высокими значениями КС (снижаются в оруденелых и выветрелых разностях), обычно повышенными значениями НГК, средними и высокими значениями ГК, номинальным диаметром скважины. Диаграммы ПС для этих пород не используются, хотя нередко имеют высокие (положительные) значения, особенно в оруденелых разностях.

Глубины залегания границ слоев горных пород, пройденных скважиной, могут быть достоверно установлены по комплексу каротажных диаграмм. Несмотря на нередко встречающуюся резкую смену слоев с весьма различными физическими свойствами в разрезе, на диаграммах этот переход обычно отражается постепенным изменением регистрируемой величины. Такое явление связано с зависимостью конфигурации диаграмм и от многих других факторов, которые подробно рассматриваются в специальных работах. Из них наиболее важно соотношение мощности исследуемого слоя и диаметра скважины.

Наиболее точно глубину залегания границ слоев обычно можно определить по диаграмме ГК, особенно при мощности слоя, превышающей диаметр скважины. Глубина границы слоев с высоким и низким значением КГ устанавливается путем проведения горизонтальной линии к шкале глубин из точки кривой ГК, соответствующей среднему значению между максимальной и минимальной естественной радиоактивностью. В ряде случаев аналогичным образом можно определить глубину границы слоев по ПС (по точке среднего значения потенциала собственной поляризации между исследуемым и эталонным пластом). Кривые НГК обычно имеют более сложные очертания, причем против пластов с большим содержанием водорода ширина аномалии НГК больше мощности пласта, а с меньшим содержанием — меньше.



диаграммы, зарегистрированные потенциал-зондами, полезны для корреляции разрезов. Слои низкого сопротивления отражаются на диаграммах кривыми, конфигурация которых обратна наблюдаемой против слоев высокого сопротивления и менее дифференцирована.

Следует иметь в виду, что при переслаивании маломощных слоев глубины залегания их границ определить труднее, особенно при небольшой разнице сопротивления. При увеличении диаметров скважины четкость диаграмм КС будет снижаться, если не увеличить размер зондов. Однако использование результатов исследования керна или проб, отобранных боковым грунтоносом, и других видов каротажа часто позволяет правильно интерпретировать диаграммы КС и в этих случаях. При заметных расхождениях в определении глубины залегания границ слоев, установленных по диаграммам различных методов каротажа, рекомендуется выбрать тот метод, который в данном районе наиболее точен (чаще всего радиометрические методы).

При использовании в геологической съемке также поисковых и разведочных скважин различного целевого назначения необходимо помнить, что методика геофизических исследований в них существенно различается и диаграммы каротажа, таких скважин требуют разной интерпретации. Кроме того, при интерпретации любых каротажных диаграмм следует иметь в виду, что на них регистрируются также аномалии, обусловленные оборвавшимися и оставленными в скважине обрезками труб и другими металлическими предметами, башмаками колонн, блуждающими и переменными токами близ промышленных центров и т. п. Интерпретация таких аномалий выполняется по особым правилам [Дахнов В. Н., 1982].

Другой важной областью использования геологической интерпретации каротажа является корреляция разрезов. При этом решаются различные задачи: сопоставляются согласно залегающие толщи пород, каротажные диаграммы которых мало меняются от скважины к скважине (рис. 4.49), устанавливаются фацialsные замещения, выявляются угловые несогласия (рис. 4.50) и разрывные нарушения, осложняющие нормальную стратиграфическую последовательность отложений. Достоверная корреляция разрезов скважин, особенно если они вскрывают континентальные или разнофацialsные образования, возможна лишь при контроле материалов геофизических исследований данными палеонтологического, минералого-литологического и геохимического изучения керна, шлама и проб, отобранных боковым грунтоносом. При выдержанном строении разреза положительные результаты могут быть получены по одним геофизическим методам исследования скважин и сравнении их результатов с данными по эталонному разрезу, в котором отбирался керн. Однако при межплощадных и межрайонных корреляциях контроль на основании изучения керна, безусловно, необходим

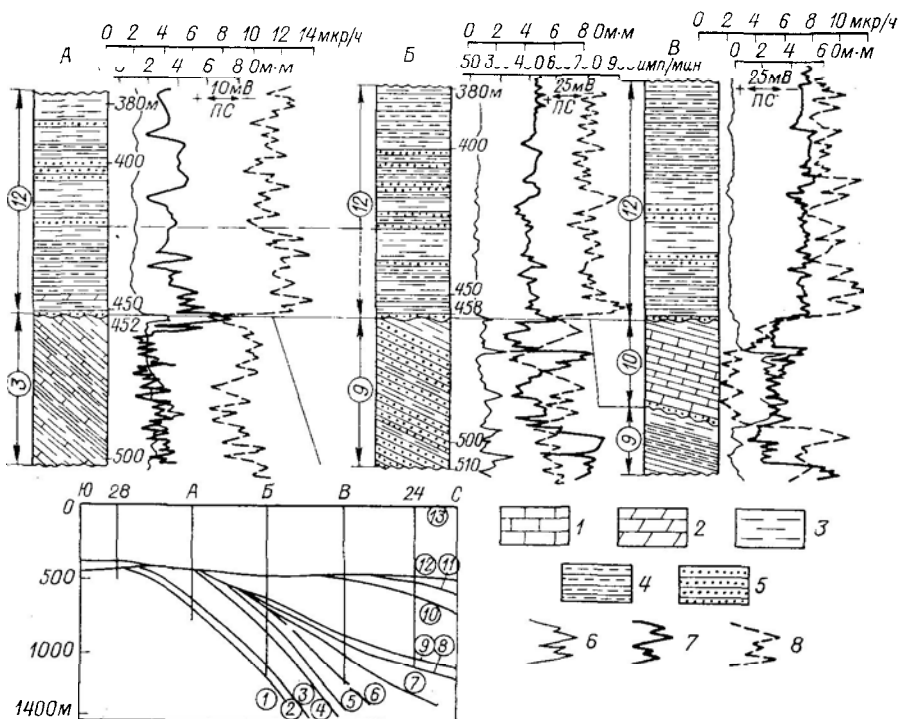


Рис. 4.50. Корреляция по скважинам А—В разрезов мезозойских и кайнозойских отложений и геологический профиль северного крыла Владимирского соляного купола в Северном Прикаспии (Астраханская область) (по Е. В. Мовшовичу).

В скважинах А—В (владимировские) акчагыльские отложения верхнего плиоцена залегают с перерывом и угловым несогласием на богдинской свите нижнего триаса (А), на аптских и альбских отложениях нижнего мела (Б) и на кампанских отложениях верхнего мела (В).

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — аргиллиты; 4 — алевроиты; 5 — песчаники; 6 — кажущееся электрическое удельное сопротивление (КС); 7 — потенциал естественной (собственной) поляризации (ПС); 8 — естественное гамма-излучение (ГК). Цифры в кружках: 1 — кунгурский ярус (Р.кг), 2 — ахтубинская свита (Т.ах), 3 — богдинская свита (Т.бг), 4 — еногаевская свита (Т.ен), 5 — ниндерская свита (Т.ин), 6 — аралсорская серия (Т.ар), 7 — байосский ярус (Д.б), 8 — неокомский надъярус (К.нс), 9 — аптский и альбский ярусы (К.ар+ал), 10 — верхний мел (на схеме корреляции только кампанский ярус — К.сп), 11 — нижний палеоген (Р.), 12 — акчагыльский ярус (N.ак), 13 — антропоген (Q).

даже для платформенных отложений. При сопоставлении разрезов скважин следует учитывать наклон ствола скважины, так как при больших глубинах забоя скважины даже небольшое искривление ее ствола приводит к заметному кажущемуся увеличению мощности вскрытых толщ пород.

В основу корреляции разрезов скважин по данным каротажа, как и при корреляции обнажений, положены выделение и прослеживание маркирующих пластов. Нередко удается разделить на пакки с разными значениями сопротивления или радиоактивности визуальную однообразную толщу. Последующие детальнее

литолого-минералогические исследования обычно подтверждают такое расчленение и выясняют его природу.

Маркирующие пласты должны обладать выдержанной в разных разрезах конфигурацией диаграмм, резко отличной от таковой вмещающих образований. Нередко наблюдается случайное сходство конфигурации кривых как разновозрастных пород, так и пород разного состава. Для исключения грубых ошибок корреляции, связанных с этим, следует проводить сопоставление каротажных диаграмм по всему разрезу скважины, не ограничиваясь сопоставлением разрозненных участков [Итенберг С. С., 1972].

В качестве маркирующих в терригенных толщах обычно используют прослой известняков, доломитов, мергелей, пеплов, туфов, песчаников и ангидритов, в карбонатных — слои глин или алевроитово-глинистые пачки, глинистые известняки, мергели и плотные известняки, реже ангидриты, в соленосных — слои ангидритов, доломитов, пачки тонкого переслаивания разных, преимущественно несоляных, пород. Нередко маркирующими являются не отдельные слои, а их пачки.

Для составления сводного разреза площади схему корреляции разрезов скважин, составленную на основе увязки каротажных диаграмм, целесообразно дополнить кернаграммой (схемой привязки всего керна в каждой из скважин площади к слоям, выделенным по каротажу). Тогда, при условии достаточно большого числа скважин на площади и сравнительно равномерного распределения интервалов отбора керна по разрезу в целом, возможна достаточно подробная палеонтологическая и минералого-литологическая характеристика сводного разреза, даже если каждая из скважин охарактеризована небольшим количеством керна.

## ОСОБЕННОСТИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТИПА ОТЛОЖЕНИЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

Выбор методов и другие особенности стратиграфических исследований не только определяются характером самих работ (тематические работы, геологическая съемка или поиски полезных ископаемых и т. д.), но во многом зависят от самого объекта исследований. В соответствии с типом отложений для их корреляции и расчленения используются различные методы. Нередко методы, с успехом применяемые при изучении одних осадков, оказываются неприемлемыми для изучения других. Достаточно, например, сравнить изучение флиша и карбонатных пород или вулканогенных образований.

Казалось бы, столь же различны должны быть и методы изучения таких отличающихся объектов исследований, как спокойно залегающие отложения чехла платформ и сложнодислоцированные геосинклинальные осадки. Однако выбор метода исследований и в том и в другом случае определяется в первую очередь типом осадков, а различия сводятся главным образом к особенностям использования соответствующих методов в определенных условиях. Ниже рассмотрены особенности стратиграфических исследований в областях распространения некоторых типов отложений, в первую очередь наиболее распространенных или которые требуют применения особых методов.

### 5.1. ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Терригенные песчано-глинистые отложения, по данным А. Б. Ронова [1968 г.], составляют 77 % общей массы горных пород в платформенных областях и 58 % в геосинклинальных и являются, таким образом, главным объектом стратиграфического изучения. В зависимости от геотектонического положения и приуроченности к той или иной стадии геотектонического цикла они характеризуются различным происхождением и соответственно разным составом, строением, степенью дифференциации осадочного материала и устойчивостью данных признаков по площади. В связи с этим меняются и особенности методики их расчленения и корреляции.

Наиболее различен подход к изучению морских и континентальных толщ.

#### 5.1.1. МОРСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В целом морские терригенные отложения характеризуются значительной выдержанностью по площади, закономерными изменениями в разрезах гранулометрического состава, наличием,

как правило, разнообразных органических остатков, чередованием с карбонатными, вулканогенными и кремнистыми породами. Эти особенности обуславливают большую роль для расчленения и корреляции циклостратиграфического и биостратиграфического методов.

При изучении морских терригенных отложений значительно больше возможностей по сравнению с другими толщами для применения анализа распределения в разрезах породообразующих минералов и минералов тяжелой фракции. Одним из методов выделения осадочных серий по этим признакам является литолого-формационный анализ, разработанный сибирскими геологами под руководством Н. П. Казаринова [1958 г.; 1962 г.]. Этот метод основан на выявлении в разрезах закономерностей распределения продуктов переотложения различных стадий физического и химического выветривания пород в областях сноса.

Минералого-петрографическими методами в шлифах и иммерсионных препаратах определяются: коэффициент мономинеральности — отношение устойчивых (кварц, кварциты, кремний) и неустойчивых (полевые шпаты, слюды, амфиболы, пирокласты и др.) породообразующих компонентов; коэффициент устойчивости — отношение общего количества устойчивых к выветриванию минералов к неустойчивым в тяжелой фракции. Максимальные значения этих коэффициентов соответствуют начальным и заключительным этапам развития осадочных серий, отражая переотложение продуктов выветривания и стадию наибольшего выравнивания рельефа. К этим же интервалам приурочено максимальное количество каолинита, в других частях серий преобладают гидрослюды. Исследуется также степень упорядоченности геохимического распределения элементов. Преимуществом данного метода является возможность выделения и прослеживания уровней, перспективных на экзогенные полезные ископаемые, в частности на бокситы, железные и марганцевые руды, кварцевые пески, огнеупорные глины и россыпи, приуроченные к основаниям осадочных серий. Недостаток метода — значительная трудоемкость, большой стратиграфический диапазон выделяемых серий, охватывающий иногда ярус или несколько ярусов, и в ряде случаев диахронность границ серий в разных фациальных зонах.

Более прост и менее трудоемок метод выявления таких же осадочных серий (мезоциклов) по суммарной зернистости пород, получаемой сложением произведений размеров зерна гранулометрических фракций пород на весовое содержание каждой фракции. Применение этого метода для различных фациальных типов разрезов юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба позволяет коррелировать их в пределах точности биостратиграфического метода.

Детальная корреляция существенно терригенных паралитических угленосных отложений проводится с использованием фа-

циально-циклического метода, основоположником которого является Ю. А. Жемчужников [1947], или фашиально-тектонического, разработанного Г. А. Ивановым [1947]. Сравнительная характеристика этих методов достаточно подробно приведена в работе [Методы..., 1968]. Принципиальные различия между ними отсутствуют, так как и тот и другой базируются на выделении литогенетических типов пород по комплексу первичных седиментационных признаков: составу, слоистости, конкрециям, тафоценозам, органическим остаткам и пр. При фашиально-циклическом подходе, кроме того, дается фашиальная колонка, которая позволяет легче сравнивать между собой строение циклитов, но в то же время содержит ряд дискуссионных моментов, касающихся фашиальной интерпретации тех или иных типов пород. При фашиально-геотектоническом анализе для корреляции используются непосредственно сами литологические признаки, в первую очередь гранулометрические. К настоящему времени этими методами проведены детальное расчленение и корреляция угленосных толщ в большинстве угленосных бассейнов в складчатых областях: Донецком, Печорском, Карагандинском, Кузнецком. Менее изученными остаются платформенные бассейны. Использование этих методов весьма целесообразно и для стратиграфического изучения угленосных молассовых и молассоидных толщ.

В качестве вспомогательного метода расчленения и корреляции терригенных толщ, особенно однородных и слабо охарактеризованных палеонтологически, с успехом используется анализ минералов тяжелой фракции, основы которого были заложены работами В. П. Батурина [1947 г.]. Неповторимость состава, соотношений и типоморфных особенностей минералов тяжелой фракции в разрезах осадочных отложений обусловлена сменой во времени состава эродируемых пород в областях сноса. Для практического применения этого метода необходимо:

- 1) знать состав и расположение главных питающих провинций, которые для разновозрастных отложений могут поставлять совершенно различный материал;

- 2) проводить сопоставления отложений по одинаковым в литолого-фашиальном отношении типам пород (например, по основаниям косослоистых серий песчаников) и одной и той же гранулометрической фракции, так как из разных фракций одной и той же породы могут быть получены различные комплексы тяжелых минералов [Ронкина З. З., 1965 г.]. Примеры конкретного применения данного метода и анализ возможных ошибок есть в работах В. А. Гроссгейма [1961 г.], В. Г. Варнавского и В. И. Гилева [1978 г.], М. Е. Каплана [1976 г.], Б. С. Лунева и др. [1964 г.], Б. М. Осовецкого [1974 г.], В. Н. Шванова [1964 г.] и других. По комплексам минералов тяжелой фракции обычно удается разграничивать местные стратиграфические

подразделения — свиты, выделять маркирующие горизонты. Для установления границ стратиграфических подразделений и параллелизации разновозрастных отложений разных фациальных зон этот метод малоэффективен.

### 5.1.2. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Сложность стратиграфического расчленения и особенно корреляции континентальных терригенных толщ связаны с их резкой и быстрой фациальной изменчивостью и бедностью или чрезвычайной неравномерностью распределения органических остатков [Сочава А. В., 1981]. Большую роль в расчленении и корреляции этих отложений играет анализ цикличности. При циклостратиграфическом анализе этих отложений необходимо выявить генетические типы пород, так как литолого-петрографические, в первую очередь гранулометрические, признаки их весьма резко меняются по площади и сопоставление циклитов может быть проведено лишь с учетом их фациальной изменчивости: замещения разновозрастных аллювиальных русловых отложений пойменными и т. д.

М. Н. Ритенберг [1958 г.] на примере континентальных угленосных отложений Майкюбенской межгорной депрессии в Казахстане выделены элементарные циклиты мощностью 10—20 м, в основании которых прослеживаются латерально замещающие друг друга пролювиально-аллювиальные, аллювиальные и проточно-озерные отложения, а в верхней — осадки спокойных озер и застойных водоемов. Соотношение мощностей соответствующих генетических типов отложений варьирует в широких пределах. По общей тенденции возрастания роли отложений застойных водоемов в элементарных циклитах выделяются мезоциклиты мощностью 30—60 м и по этому же принципу макроциклиты мощностью 100—150 м и, наконец, циклиты IV порядка, отвечающие свитам мощностью 300—450 м. По направленности изменений в разрезах циклиты II—IV порядков прослеживаются в пределах всей впадины. Наиболее значительные дифференциальные изменения состава циклитов отмечаются вкрест простирания фациальных зон. При этом происходит латеральная смена порядков циклитов, например макроциклит при приближении к области сноса может смениться мезоциклитом.

Выделению разновозрастных уровней большую помощь оказывают макрофлористические [Ошуркова М. В., 1967 г.] и спорово-пыльцевые комплексы. При этом помимо состава необходимо учитывать качество и количество органических остатков, их сохранность и морфологические особенности, что позволяет избежать ошибок из-за возможного переотложения и конвергенции этих комплексов [Стеланов Д. Л., Месежников М. С., 1979]. Наиболее богатые макрофлористические и спорово-пыльцевые комплексы приурочены к сероцветным темноокрашенным тонко-

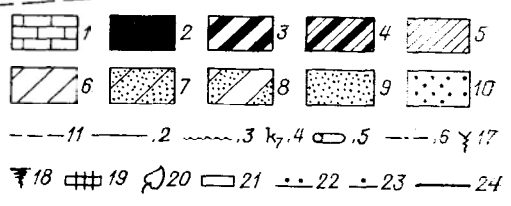
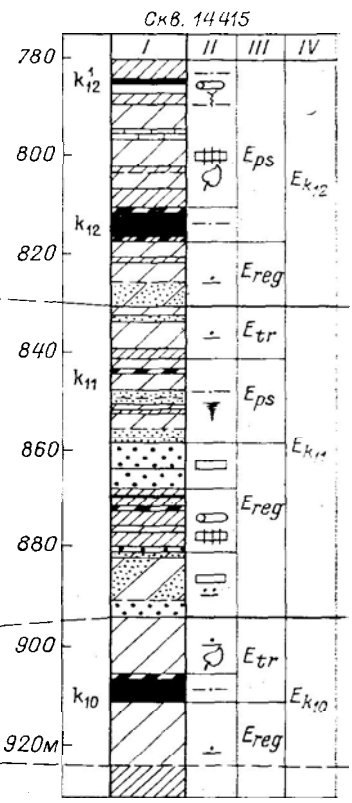
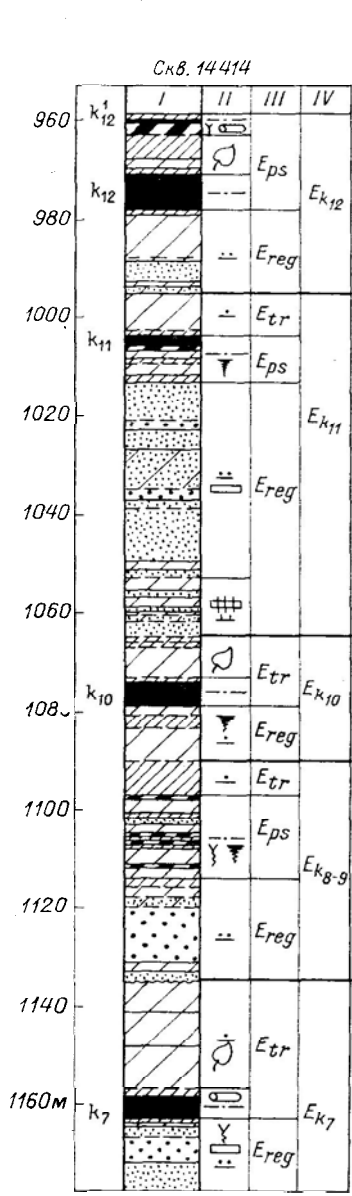
зернистым отложениям. Результаты изучения макро- и микроскопических остатков растений широко используются в стратиграфии угленосных отложений, в которых эти остатки встречаются часто и в больших количествах. [Методы..., 1968, с. 80—120]. Особенно эффективным при этом оказывается анализ смены во времени флористических сообществ и палеоландшафтов, т. е. использование биостратиграфического метода в его палеоэкологическом аспекте [Красилов В. А., 1972]. В этом случае первостепенное значение приобретают тафономические исследования [Радченко Г. П., 1964]. Объектом последних становятся не эволюционные изменения видового состава, а экологические смены фитоориктоценозов, отражающие особенности произрастания древних растений и захоронения их ископаемых остатков.

Теоретической предпосылкой экостратиграфии угленосных толщ является отражение закономерностей смены (во времени) ландшафтно-экологических обстановок в ритмически повторяющихся в разрезе наборах фитоориктоценозов. В разрезе четко различаются интервалы, палеофитологические признаки которых свидетельствуют о регрессивной или трансгрессивной направленности палеоэкологических сукцессий. По смене характера растительных остатков, отражающих господствующую ландшафтно-седиментационную обстановку периода образования осадков данного интервала разреза, выделяются фитоориктостратоны\*, экофазы и экоциклы. Экоциклы, выделенные по смене фитоориктоценозов, обычно соответствуют элементарным циклитам, установленным методом фациально-циклического анализа. Экофазы и фитоориктостратоны могут быть сопоставлены с наборами элементов циклитов (циклотем, ритмов). Фитоориктостратон, экофаза и экоцикл являются более дробными подразделениями, чем наименьшее по объему подразделение местной стратиграфической шкалы. Примером детального экостратиграфического расчленения и корреляции разрезов может служить изучение керна трех скважин Карагандинского бассейна, пробуренных на расстоянии 250 м друг от друга (рис. 5.1). Дробное расчленение разрезов этих скважин по палеофитологическим данным с использованием биостратиграфического метода невозможно. Все три разреза укладываются в рамки одного флористического комплекса, характерного для среднекарагандинской подсвиты серпуховского возраста. В результате экостратиграфического расчленения выделено пять экоциклов и проведена их корреляция, опирающаяся на выдержанность фитоориктостратонов, характеризующих отдельные экоциклы.

---

\* Фитоориктостратоны — стратиграфические подразделения, характеризующиеся определенными типами фитоориктоценозов (по М. В. Ошурковой).





Скв. 14416

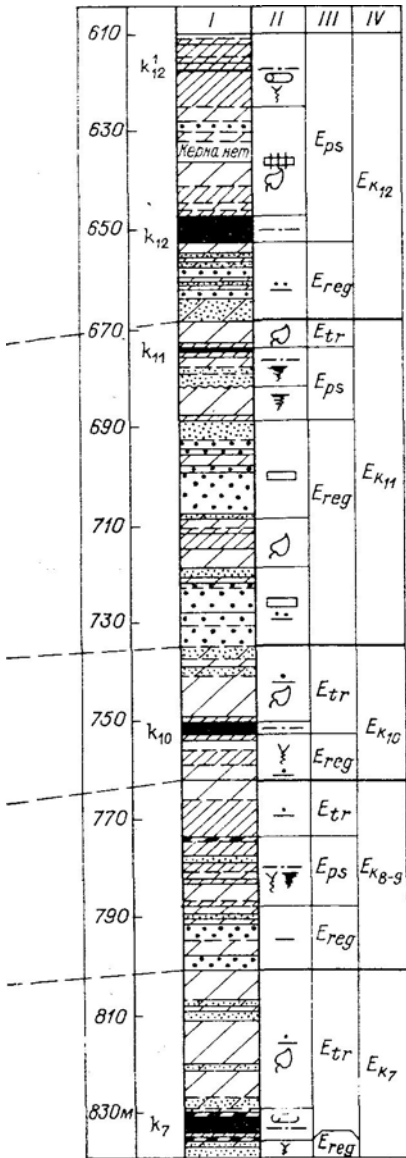


Рис. 5.1. Экостратиграфическое расчленение и корреляция по трем скважинам среднекарагандинской подбиты (C<sub>1s</sub>) Карагандинского бассейна (по М. В. Ошурковой, литологическая характеристика по Е. А. Слатвинской).

1 — известняк; 2 — уголь; 3 — углистый аргиллит; 4 — слабоуглистый аргиллит; 5 — аргиллит; 6 — алевролит; 7 — песчаник алевролитистый; 8 — переслаивание песчаника алевролитистого с алевролитом крупнозернистым; 9, 10 — песчаник; 9 — мелкозернистый, 10 — крупнозернистый; 11—13 — контакты слоев: 11 — постепенный, 12 — резкий, 13 — резкий с размывом; 14 — индексы угольных пластов; 15—24 — типы фитоорниктоценозов: 15 — стеблей лепидодендроновых, 16 — неопределимых бесструктурных растительных остатков, 17 — аппендиксов лепидодендроновых, 18 — вторичных корней членистостебельных, 19 — стеблей членистостебельных, 20 — рахисов птеридоспермовых, 21 — стволов членистостебельных и лепидодендроновых, 22—24 — в различной степени измельченного растительного детрита (22 — в песчаниках, 23 — в аргиллитах и алевролитах, 24 — атрит). Колонки: I — литологическая; II — фитоорниктостратоны; III — эокофазы: регрессивная (E<sub>reg</sub>), переходная (E<sub>ps</sub>), трансгрессивная (E<sub>tr</sub>); IV — эоциклы (например, E<sub>k10</sub> — эоцикл интервала разреза, включающий угольный пласт k<sub>10</sub>).

Экостратиграфическое расчленение по палеоботаническим данным предусматривает изучение разрезов палеоэкологическим методом. При этом тщательно описываются тафономические особенности растительных остатков по каждому слою разреза и устанавливаются типы фитоориктоценозов. Подробно методика проведения подобного рода работ изложена в методических рекомендациях по детальному расчленению угленосных отложений [Ошуркова М. В., 1981].

При изучении мезозойских и кайнозойских континентальных отложений кроме флористических данных руководящее значение имеют остатки позвоночных, по которым хорошо выделяются подразделения ранга отделов и ярусов, но параллелизация более дробных уровней требует специальных палеоэкологических исследований.

Хорошие результаты по расчленению и корреляции континентальных толщ, так же как и вообще красноцветных терригенных отложений, дает палеомагнитный метод (см. разд. 4.6), который, однако, должен использоваться в комплексе с циклостратиграфическими и палеонтологическими исследованиями. По материалам последних можно оценить относительную длительность внутриформационных перерывов, которые вносят значительные осложнения в интерпретацию палеомагнитных данных.

## 5.2. КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Карбонатные толщи широко распространены в складчатых и платформенных областях. Применяемая методика для стратиграфического расчленения и корреляции этих отложений существенно различна в зависимости от геологического возраста, палеогеографической обстановки осадконакопления и отчасти геоструктурного положения.

Различный подход к стратиграфическому изучению карбонатных отложений в первую очередь связан с этапами биогеохимической эволюции Земли [Карбонатные породы, 1970].

В архее (начиная с 4 млрд. лет) карбонатные толщи распространены крайне незначительно, происхождение их часто остается невыясненным. Стратиграфические подразделения устанавливаются здесь почти исключительно по петрографическим признакам. В качестве самостоятельных толщ выделяются, например, горизонты мраморов или кальцифиров, возраст которых определяется геохронологическими методами по вмещающим гнейсам или кристаллическим сланцам. Индивидуальные особенности этих толщ устанавливаются дополнительными методами: минералогическим и геохимическим.

Со времени появления фотосинтеза (2,7 млрд. лет), начала образования строматолитов, карбонатвыделяющих водорослей

и создания условий для химического осаждения карбонатов резко увеличивается количество карбонатных отложений. По составу среди них преобладают доломиты, которые, по-видимому, накапливались лишь в мелководных морских прибрежных обстановках [Страхов Н. М., 1949 г.]. Совместно с терригенными карбонатные породы образуют циклично построенные толщи, что широко используется наряду с петрографическим и минералогическим методами для расчленения и корреляции этих отложений. В свиты на платформах обычно выделяются циклиты мощностью первые сотни метров (например, калтасинская и серафимовская свиты верхнего протерозоя Башкирии). В геосинклинальных областях мощности таких циклитов достигают 1500—2000 м и более. Свиты подразделяются на подсвиты или толщи по элементам циклитов в комплексе с литолого-фациальными признаками. Собственно карбонатные отложения, слагающие обычно верхние части циклитов трансгрессивной направленности, расчленяются по составу, цвету, структурным и текстурным особенностям. Например, деминская свита каратауской серии Урала подразделяется на красноцветную толщу глинистых известняков и мергелей в нижней части и пестроцветных ленточно-слоистых — в верхней. По фациальным признакам в самостоятельные подразделения выделяются толщи карбонатных отложений, сложенные органическими постройками строматолитов, толщи хомогенных доломитов и т. п. В последнее время в стратиграфии карбонатных отложений верхнего докембрия платформ успешно внедряется биостратиграфический метод, использующий строматолиты, водоросли и особенно остатки бескелетных организмов [Соколов Б. С., 1982]. По выпуклости строматолитовых структур, в частности, однозначно устанавливается первичное положение кровли слоев [Шрок Р., 1950].

С появлением организмов, обладающих карбонатным скелетом (около 600 млн. лет), значительно расширился ареал накопления карбонатных отложений, распространившихся на все шельфовые области и огромные пространства внутриконтинентальных бассейнов. При общем увеличении роли карбонатных пород в разрезе фанерозоя сокращается распространение первичных доломитов и увеличивается количество известняков. В связи с широким развитием процессов вторичной доломитизации, связанных с тектоническими причинами и эпигенетической циркуляцией грунтовых вод, эти процессы необходимо в полной мере учитывать при стратиграфических работах.

В стратиграфии карбонатных отложений фанерозоя широко используется биостратиграфический метод как основа для выделения подразделений общей стратиграфической шкалы и дополнительного обоснования местных стратиграфических подразделений — серий, свит, подсвит, — прослеживания их и корреляции.

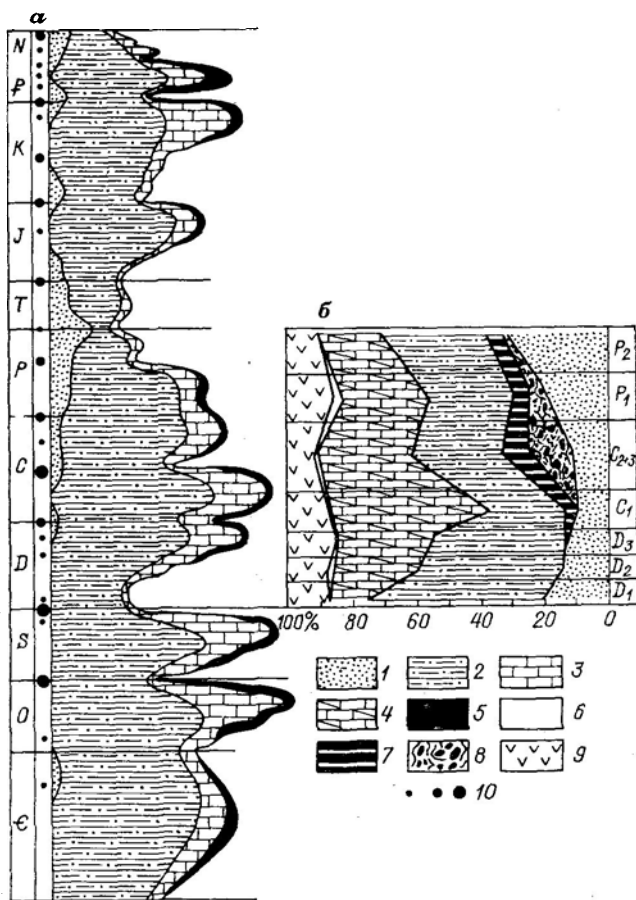


Рис. 5.2. Изменение площадей основных типов отложений на континентах во времени.

*a* — по Н. М. Страхову [1949]; *b* — по А. Б. Ронову и В. Е. Хаину [1957 г.].  
 1—9 — отложения: 1 — континентальные обломочные, 2 — морские обломочные, 3 — известняки, 4 — карбонатные, 5 — кремнистые, 6 — соленосные, 7 — угленосные, 8 — ледниковые, 9 — вулканогенные; 10 — фазы складчатости.

Общую картину распределения карбонатных толщ по разрезу фанерозоя дает диаграмма (рис. 5.2) Н. М. Страхова. Максимумы карбонатонакопления закономерно приурочиваются к средним частям (инундационная стадия) «основных осадочных ритмов» — циклитам V порядка (магнациклитам), отражающим периодичность крупнейших трансгрессий и регрессий длительностью 35—45 млн. лет и отвечающим, таким образом, целым периодам, эпохам или смежным эпохам двух периодов.

Особенности стратиграфического изучения карбонатных отложений целесообразно рассмотреть применительно к этим

инундационным стадиям массового карбонатакопления, которые в свою очередь распадаются на более мелкие подразделения — циклиты IV—I порядков. Общей характерной чертой этих циклитов является асимметрия строения, выражающаяся в незначительной мощности базальной трансгрессивной части и растянутости верхней регрессивной. Кластические породы встречаются лишь в основании циклитов IV порядка, ограниченных длительными континентальными перерывами. В более мелких подразделениях цикличность проявляется в закономерной последовательности глинистых и карбонатных пород или выражена только сменой различных литологических типов последних. В этой связи особую роль приобретают комплексные наблюдения над составом и строением карбонатных толщ, в процессе которых изучаются:

1) структурные особенности пород: наличие обломочных разновидностей (аутигенных брекчий, известняковых песчаников и др.), соотношение в известняках зернистых органогенно-детритовых и хемогенных или шламовых илестых компонентов;

2) изменения минералогического состава: соотношение породообразующих минералов, главным образом доломита и кальцита, которое качественно может быть определено путем опробования пород соляной кислотой;

3) колебания в содержании глинистого материала, выражающиеся обычно в изменении прочности пород;

4) различия в слоистости пород и мощности отдельных слоев;

5) различные следы жизнедеятельности организмов — следы ползания, зарывания, прикрепления и т. д.;

6) изменения состава тафоценозов и палеоценозов, биоморфные породы и органогенные постройки;

7) слои или пачки некарбонатных отложений — пепловых туфов, глин, аргиллитов, гипсоносных пород и др.;

8) характер поверхностей наслоения, перерывы и приостановки в осадконакоплении по наличию эрозионных контактов, ожелезнению и другим признакам.

Выявление и прослеживание по площади циклитов I—III порядков с учетом изменения их состава дают возможность выделения достаточно изохронных интервалов разреза (см. раздел 4.2.6). Картируемые стратиграфические подразделения, однако, устанавливаются в полном объеме этих циклитов лишь для I (пачка) и II (подсвиты, слои с географическими названиями) порядков. Основные критерии для выделения свит — это единство вещественного состава и соответственно крупных фациальных обстановок, например мелководно-морских и лагунных, которые в большинстве случаев являются элементами более крупной периодичности (III, иногда IV порядка).

Примером может служить расчленение нижнесилурийских отложений Подолии. Верхнеландоверийско-венлокские отложения представлены здесь в нижней части чередованием грап-

толитовых аргиллитов и плитчатых известняков, в средней — комковатыми детритовыми известняками, количество детрита в которых увеличивается вверх по разрезу и сопровождается появлением криноидных разновидностей, в верхней — биогермами и водорослево-стуктовыми криноидными известняками и в кровле — доломитами. В целом это циклит IV порядка (мега-циклит) регрессивной направленности, границы которого хорошо прослеживаются на площади по континентальному перерыву в основании, приостановке осадконакопления и резкой смене фаций в кровле. Он распадается на два макроцикла: нижний — от граптолитовых ритмитов в основании до криноидных известняков в кровле и верхний — от биогермных отложений до доломитов. Нижний макроцикл выделяется в китайгородскую свиту (горизонт), верхний, характеризующийся резкой сменой мелководно-морских и лагунных обстановок, делится на две свиты (горизонта): мукшинскую и устьевскую. Китайгородская свита включает в себя четыре мезоцикла, которые в полных объемах выделяются в слои с географическими названиями. Каждое из этих стратиграфических подразделений представляет собой ряд элементарных циклитов с определенной направленностью изменений в их составе и строении. В рестевских слоях, в частности, от подошвы к кровле происходят увеличение в составе микроциклитов мощности известняков, переход от разнослойных разновидностей к желваково-комковатым, обогащение их детритом и т. д. Мукшинская и устьевская свиты в силу их маломощности не расчленены, но при необходимости могут быть также подразделены на слои (мезоциклиты).

Последний этап биогеохимической эволюции карбонатных пород, относящийся к середине мезозоя (около 120 млн. лет), характеризуется появлением планктонных фораминифер и кокколитофорид и резким расширением карбонатакопления, захватившего не только шельфовые области, но и океанические бассейны, вплоть до компенсационной глубины, которая составляет около 4,5 км. Распределение фациальных типов отложений с этого времени существенно не менялось. Все приемы расчленения и корреляции карбонатных толщ, применяемые для палеозойских и нижнемезозойских отложений: ритмостратиграфия, фациальный анализ, выявление рубежей по изменению фаунистических комплексов и др. — здесь используются, но к ним добавляются большие возможности прямого сопоставления с современными осадками. Некоторые параметры палеогеографических обстановок, такие, как температуры древних бассейнов, поддаются количественному определению методами изотопной палеотермометрии и кальций-магнийным методом (см. гл. 4).

### 5.3. ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ

Ископаемые органогенные постройки (калиптры, биостромы, биогермы, рифы и их пространственные сочетания) широко распространены в отложениях позднего докембрия и всего фанерозоя. Они известны в геосинклинальных и платформенных областях и образуют обособленные тела, приуроченные к разнообразным фациальным типам отложений: карбонатным, терригенным и вулканогенно-осадочным. Эти постройки привлекают внимание палеонтологов, стратиграфов и палеоэкологов в связи с захоронением органических остатков в прижизненном положении, разнообразием палеобиоценозов, большим количеством органических остатков по сравнению с вмещающими толщами. В областях распространения органогенных построек часто составляются опорные стратиграфические разрезы, на базе изучения которых разрабатываются биостратиграфические схемы.

Формирование построек обычно связано с определенными структурно-фациальными зонами. В платформенных бассейнах органогенные постройки развивались во внутренней и краевой частях шельфа, в бортовых зонах наложенных глубоководных впадин и авлакогенов. На внутренних участках шельфа присутствуют преимущественно мелкие постройки: биостромы, биогермы, небольшие биогермные массивы. Крупные органогенные массивы (рифовые, биогермные и др.), а также рифовые системы приурочены к краевым частям шельфа и к бортовым участкам некомпенсированных прогибов. В геосинклинальных бассейнах вследствие большого разнообразия фациальных обстановок различные типы органогенных построек могли развиваться в эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зонах.

Современные рифы широко распространены в тропических морях. По положению в океане выделяются океанические рифы, приуроченные к океаническим островам и окруженные значительными глубинами, и шельфовые, развивающиеся в тектонически более стабильных шельфовых зонах, в условиях небольших глубин [Maxwell W. G., 1968; Biology..., 1973].

#### 5.3.1. ОСНОВНЫЕ ПРИЗНАКИ, УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ИСКОПАЕМЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК

Ископаемые органогенные постройки представляют собой массивные карбонатные тела, залегающие среди стратифицированных слоистых толщ различного состава (рис. 5.3) [Ископаемые рифы..., 1968; Ископаемые органогенные постройки..., 1975; Методическое пособие..., 1982, и др.]. Форма построек может быть линзовидной, холмовидной, штокообразной, сферической, неправильной и в частном случае пластообразной. Для построек характерны резкие контакты, секущие поверхности напластования вмещающих стратифицированных отложений. Раз-



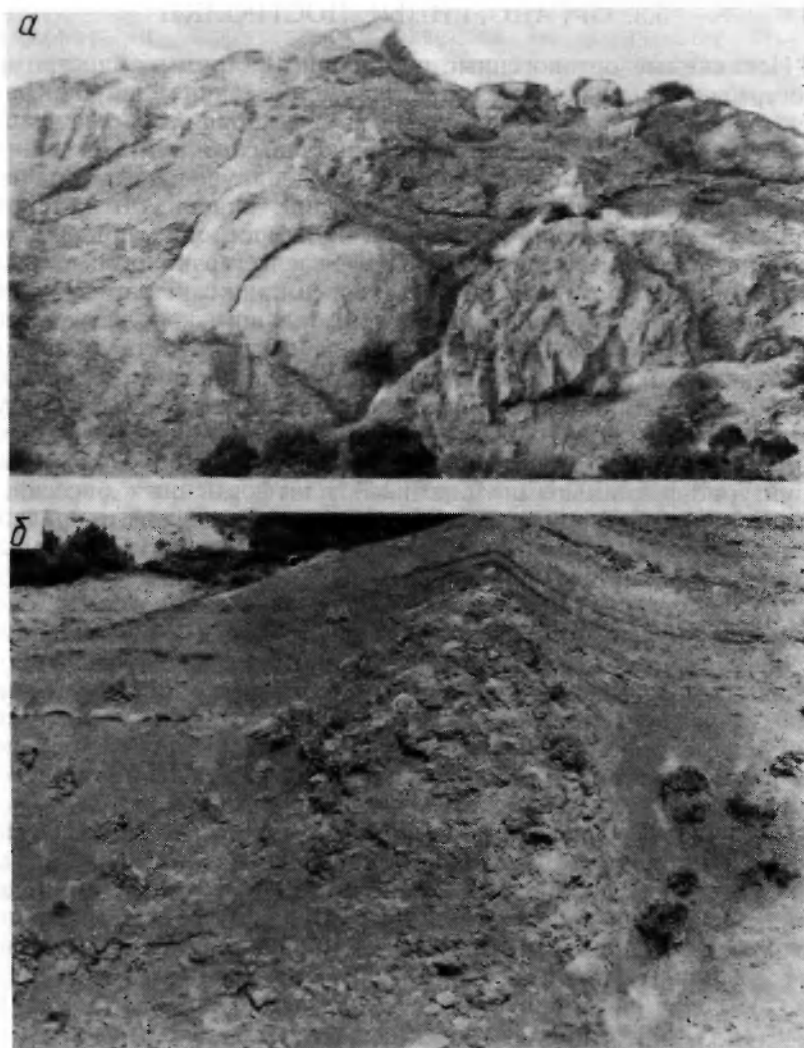


Рис. 5.3. Биогермные массивы среди карбонатно-терригенных слоистых отложений (а) и кораллово-губковый биогерм среди тонкослоистых оскольчатых аргиллитов (б). Верхняя юра. Крым (фото Н. М. Задорожной).

меры ископаемых построек варьируют в широких пределах: от мелких тел, измеряемых долями метра, до крупных массивов, достигающих в поперечнике нескольких километров. Тесно сближенные органогенные постройки образуют иногда непрерывные гряды протяженностью в сотни километров.

Независимо от возраста и состава породообразующих организмов органогенные постройки сложены внешне сходными

светлыми массивными известняками (реже доломитами). Для пород характерны высокая пористость, инкрустационные текстуры, процессы вторичной перекристаллизации и доломитизации, чистота химического состава, незначительная терригенная примесь.

Особенности строения и залегания построек объясняются способом их образования. Они сложены остатками известьвыделяющих бентосных животных и растительных, преимущественно колоннальных, организмов, захороненных на месте обитания. Скорость роста известьвыделяющих организмов и соответственно биогенная аккумуляция карбонатного вещества в пределах биотопов органогенных построек, как правило, значительно превышают скорость накопления одновозрастных рыхлых осадков (рис. 5.4). Вследствие этого первично жесткие органогенные структуры могли значительно возвышаться в рельефе дна бассейна. В зависимости от палеогеографических и палеотектонических условий осадконакопления формировались различные типы построек, которые отличались пространственной конфигурацией, размерами и прижизненной высотой. Это могли быть подводные заросли—луга, образованные тесно расположенными каркасными организмами, которые почти не выступали над дном водоема, подводные холмы, высота которых измерялась от первых до десятков метров, и крупные гряды-волноломы высотой в десятки и сотни метров, достигающие уреза воды. Для мелких построек их мощность может соответствовать прижизненной высоте. В большинстве же случаев мощность складывается из прижизненных высот, характерных для каждого интервала времени существования построек (рис. 5.5).

В процессе эволюции органического мира от позднего докембрия и донныне систематический состав каркасных организмов, способных создавать постройки, существенно изменялся. В целом можно выделить два крупных этапа. В докембрии были распространены исключительно строматолитовые постройки со слоисто-корковым типом каркаса. Накопление карбоната происходило в форме обволакивающих субстрат известняковых корок, образующихся в процессе жизнедеятельности синезеленых водорослей и бактерий. Начиная с кембрия впервые в массовых количествах появляются животные и известковые водоросли с вертикально стоящими индивидуализированными скелетами и слоевищами.

В качестве основных каркасостроящих организмов в фанерозе выступают разнообразные известковые водоросли в комплексе с животными организмами. В палеозойскую эру преобладали водоросли синезеленые (эпифитон, ренальцис, гирванелла) при ограниченном распространении красных (соленопоры, поархаеты) и зеленых (рабдопореллы, вермипореллы). В мезозойской и кайнозойской эрах основная роль переходит к красным водорослям (соленопоры, литотамнии, мелобезии, ли-

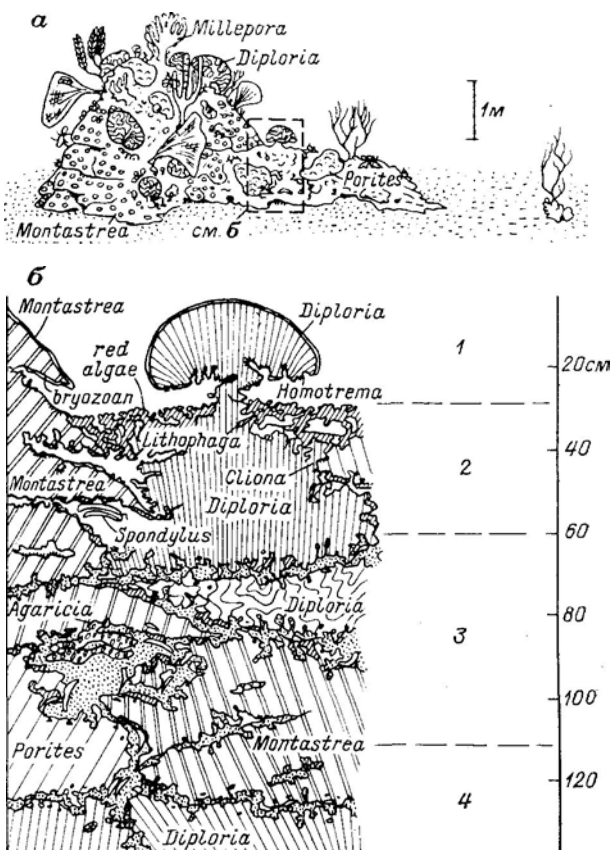


Рис. 5.4. Современный водорослево-коралловый биогеом. Атлантический океан, Бермудские острова. По Т. П. Скофину [Scoffin T. P., 1972 г.].

*a* — общий вид биогеома; *b* — часть биогеома в разрезе.  
 1—4 — зоны: 1 — живая (растущая), 2 — интенсивного сверления и инкрустаций. 3 — с рыхлыми осадками в полостях органогенного каркаса, 4 — литифицированного каркасного известняка.

тофиллум, кораллины) и зеленым (халимеда). Первые скелетные организмы в составе биоценозов органогенных построек появились в раннем кембрии (археоциаты). Качественно новый этап в развитии сообществ каркасообразующих организмов отмечается с начала среднего ордовика, с момента появления и широкого распространения в средне- и позднепалеозойский этап кишечнополостных организмов: табулятоморфных и четырехлучевых кораллов, строматопороидей. Значительную роль в позднепалеозойский этап приобретают мшанки, колониальные ругозы, гидроидные (палеоаплезины), бентосные фораминиферы. Начиная с триаса и по настоящее время характерными карка-

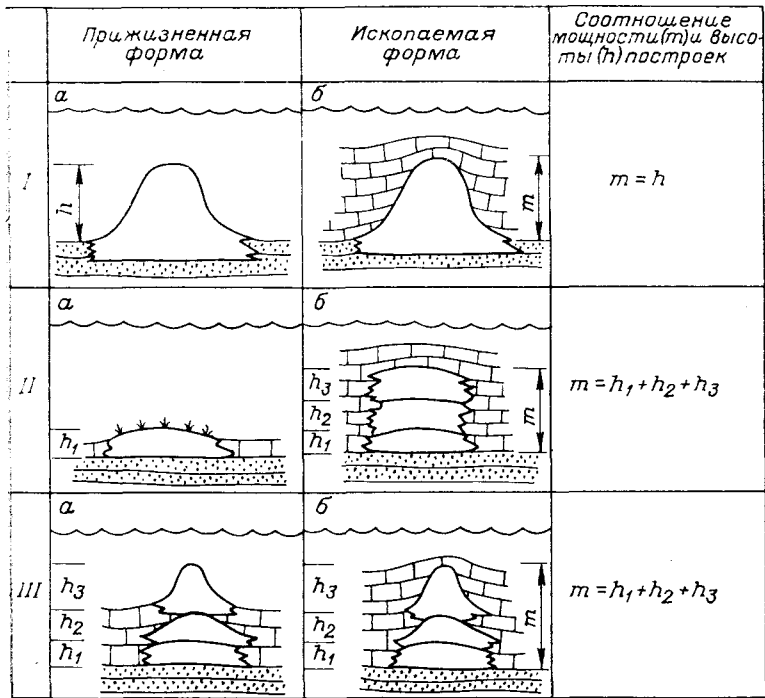


Рис. 5.5. Взаимоотношения органогенных построек в зависимости от их прижизненной высоты с вмещающими отложениями (Н. М. Задорожная).

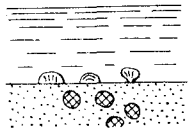
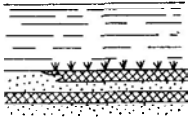
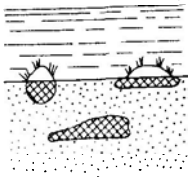
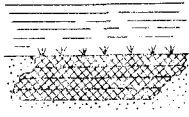
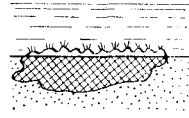
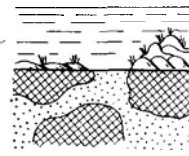
I — постройка значительно возвышается в рельефе дна (а). Рыхлые осадки заполняют рельеф после формирования постройки (б). Мощность геологического тела соответствует прижизненной высоте; II — скорость роста каркасообразующих организмов соответствует скорости накопления рыхлых осадков, постройка не выступает в рельефе дна. Мощность геологического тела соответствует сумме высот построек за каждый отрезок времени; III — комбинированный вариант, при котором в зависимости от темпа погружения фундамента, скоростей роста каркасных организмов и накопления рыхлых осадков постройка могла не выступать в рельефе дна или образовывать топографически приподнятые возвышенности. Мощность равна сумме высот построек в отдельные периоды их роста.

состроителями становятся мадрепоровые кораллы (склерактинии) и кораллиновые водоросли. Большую роль играли также мшанки, хететиды, рудисты, губки, фораминиферы.

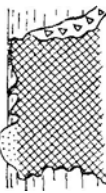
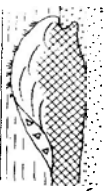
Кроме каркасообразующих организмов в органогенных постройках присутствуют сопутствующие организмы (рифолюбы): брахиподы, моллюски, иглокожие, ракообразные, черви, отдельные виды кораллов, водорослей и т. д. Они не участвуют непосредственно в образовании каркаса построек, но в совокупности с каркасостроителями составляют характерные для них палеобиоценозы.

В современной классификации ископаемые постройки подразделяются на четыре группы, включающие восемь типов (табл. 5.1). В основе данной классификации используются два

Таблица 5.1  
ТИПЫ ИСКОПАЕМЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК

Группы построек	Типы построек	Определение	Геологическое тело	Прижизненная форма	
<p><b>I. ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ</b> Состоят из каркасообразующих организмов, слагают преимущественно более сложные постройки, развиваются ниже уреза воды</p> <p><b>II. ПРОСТЫЕ</b> Состоят из каркасообразующих организмов или калиптр, могут существовать самостоятельно или входить в состав более сложных построек, развиваются ниже уреза воды</p>	Калиптра	Мелкие постройки желвакообразной формы размером от сантиметров до первых десятков сантиметров		Желвак	Бугор, купол подводные
	Биостром	«Массивная или слоистая постройка, не выделяющаяся или почти не выделяющаяся над прилегающими синхронными отложениями иного литологического состава» [Ископаемые рифы..., 1968]		Линза, пласт	Заросль подводная
	Биогерма	«Массивная ископаемая органогенная постройка, возвышающаяся над прилегающими синхронными отложениями иного литологического состава. Мощность биогермы превышает мощность синхронных отложений» [Ископаемые рифы..., 1968]		Массив	Холм, бугор подводные
<p><b>III. СЛОЖНЫЕ</b> Состоят из совокупности элементарных и простых построек, развиваются ниже уреза воды</p>	Биостромный массив	Массивное или слоистое геологическое тело, преимущественно пластинчатой или линзовидной формы, образованное совокупностью последовательно нарастающих в разрезе (во времени) биостромов		Серия пластов	Заросль подводная
	Калиптровый массив	Пространственно обособленное массивное геологическое тело, образованное тесно нарастающими калиптрами		Массив	Бугры подводные
	Биогермный массив	Пространственно обособленное массивное геологическое тело, образованное тесно нарастающими один на другой биогермами		Массив	Холм подводный

Продолжение табл. 5.1

Группы построек	Типы построек	Определение	Геологическое тело	Прикинутая форма
<p><b>IV. СЛОЖНОДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ (ОРГАНОГЕННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ)</b>                      Состоят из комплекса различных типов построек и генетически связанных с ними органо-генно-обломочных и хемогенных пород, количество которых может быть различным. Развиваются вблизи уреза воды и представляют собой волноломы</p>	<p>Ископаемый риф (рифовый массив)</p> <p>Рифолд (рифолдный массив)</p>	<p>Пространственно обособленное геологическое тело, образованное сложным комплексом закономерно сочетающихся в пространстве разнообразных фаций органо-генных построек и генетически связанных с ними органо-генно-обломочных и хемогенных пород</p> <p>Пространственно обособленное геологическое тело, «имеющее в своей структуре большинство элементов, характерных для рифа, но без ясно выраженного рифового склона» [Журавлева И. Т., Мягкова Е. И., 1979]</p>	 	<p>Холм, гора, гряда (волноломы)</p> <p>Холм (волнолом)</p>



а) Растущая часть органо-генной постройки (прикинутая форма)  
 б) Погребенная часть органо-генной постройки

Ископаемая органо-генная постройка (геологическое тело)

рода признаков: литолого-морфологические (форма, размер и сложность внутреннего строения геологических тел) и палеогеографические (прижизненная высота и положение относительно уреза воды). По литолого-морфологическим признакам выделяются следующие постройки. I. Элементарные — калиптры; II. Простые: биостромы, биогермы; III. Сложные: биостромные, калиптровые, биогермные массивы; IV. Сложнодифференцированные: рифовые и рифоидные массивы [Методическое пособие... , 1982; Журавлева И. Т., Мягкова Е. И., 1979]. По палеогеографическим признакам обособляются элементарные, простые и сложные постройки, которые существовали ниже базиса волнового воздействия в условиях постоянных глубин, и сложнодифференцированные постройки (рифы, рифоиды), развивавшиеся в зоне волнолома, в условиях значительного перепада глубин.

### 5.3.2. ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК ПРИ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Своеобразие строения ископаемых построек и такие их свойства, как массивность, отсутствие седиментационной слоистости, резкие контакты с вмещающими отложениями, а также пестрота и быстрая изменчивость фаций в областях их распространения, вызывают большие затруднения при изучении стратиграфии соответствующих отложений. Эти трудности усугубляются тем, что постройки слагают обособленные геологические тела, которые даже при незначительной пространственной разобщенности отличаются составом органических остатков, литолого-фациальной и палеоэкологической зональностью. Поэтому результаты изучения одной постройки не могут быть распространены в полной мере на другие.

Рифогенные фации рассматриваются нередко как обычные осадочные отложения. Подобный методически неверный подход приводит к серьезным просчетам при последующих стратиграфических построениях и расшифровке геологического строения массивов [Ископаемые рифы... , 1968; Ископаемые органогенные постройки... , 1975; Методическое пособие... , 1982].

Методы и приемы стратиграфических исследований в районах развития ископаемых построек определяются в основном их размерами и характером пространственного размещения среди стратифицированных отложений (рис. 5.6). Мелкие органогенные постройки (менее 50 м) не могут быть показаны в масштабе карты и входят в состав стратифицированных стратиграфических подразделений (свит). Крупные массивы в качестве особой категории геологических тел являются самостоятельными объектами стратиграфического изучения и геологической съемки.

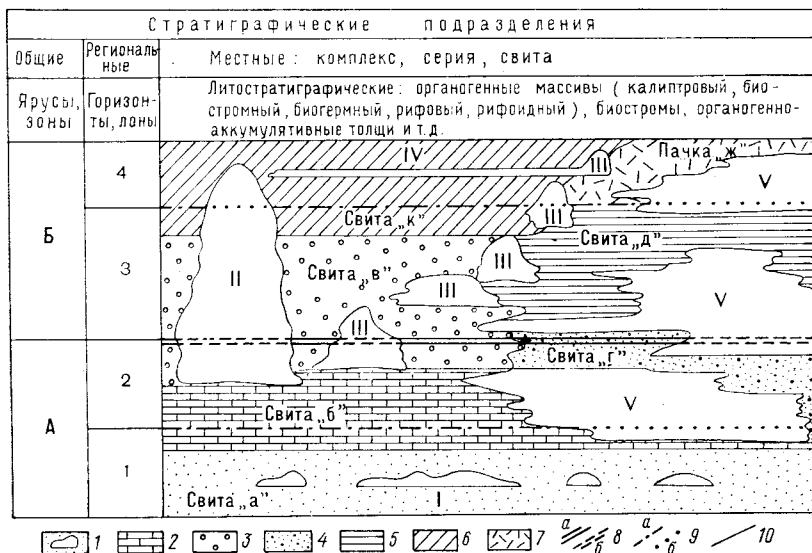


Рис. 5.6. Схема соотношений различных типов ископаемых органогенных построек с общими, региональными и местными стратиграфическими подразделениями.

1—7 — свиты и пачки различного литологического состава: 1 — песчаники, алевролиты с включениями мелких органогенных построек (биогермы, биостромы, биогермные массивы), 2 — известняки, мергели, 3 — конгломераты, песчаники, брекчии, 4 — песчаники, прослой известняков, 5 — алевролиты, песчаники, мергели, 6 — доломиты, известняки, 7 — туффиты; 8—10 — границы стратиграфических подразделений: 8 — общих (а — в слоистых отложениях, б — внутри массивных известняков), 9 — региональных (а — в слоистых отложениях, б — внутри массивных известняков), 10 — местных и вспомогательных; I—V — тела ископаемых органогенных построек: I — мелкие изолированные биогермы, биостромы, небольшие биогермные массивы, II — крупные длительно развивающиеся одиночные биогермные и рифовые массивы, III — рифовые, биогермные массивы и гряды, расположенные на разных стратиграфических уровнях, IV — биостромные пласты, маркирующие горизонты, V — линзовидные рифогенно-аккумулятивные толщи, развитые на разных стратиграфических уровнях.

Биостратиграфические исследования отложений с органогенными постройками делятся на три этапа: 1) выбор наиболее полного опорного разреза; 2) изучение опорного разреза; 3) корреляция отложений с органогенными постройками и вмещающими толщами.

Расчленение и корреляция слоистых отложений, включающих в себя мелкие органогенные постройки. Отложения этого типа представлены нормально-слоистыми карбонатными, терригенными и вулканогенно-осадочными толщами, в составе которых на разных стратиграфических уровнях залегают изолированные мелкие (первые метры) биогермы, биостромные пласты, а также линзовидные тела сравнительно небольших (десятки метров) биогермных, калиптровых, биостромных массивов. В объеме толщи эти органогенные тела составляют незначительную часть и в целом не нарушают общего залегания стратифицированных отложений.



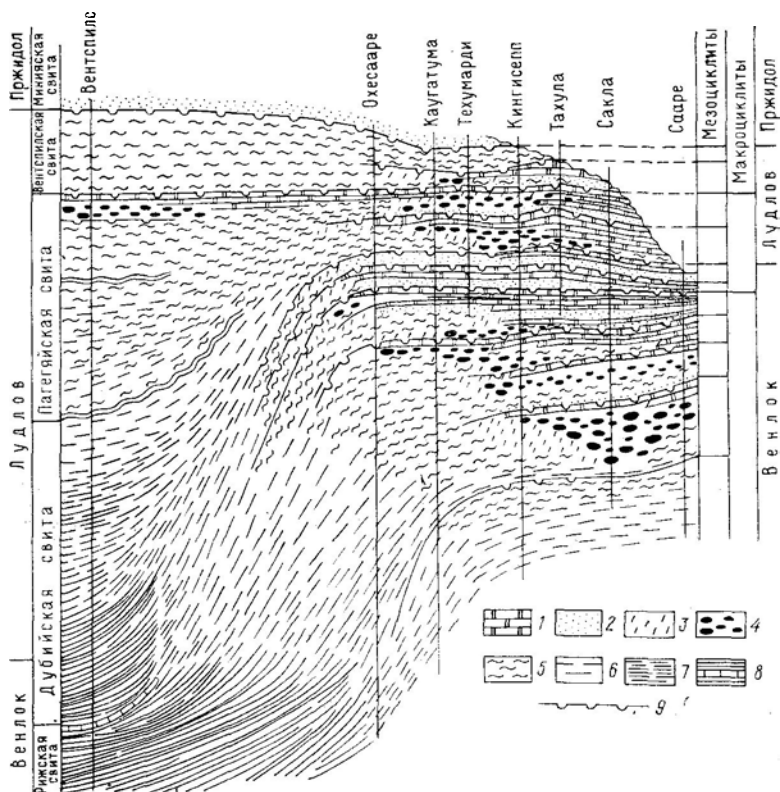


Рис. 5.7. Фациальный профиль венлокских и лудловских отложений Северной Прибалтики через карбонатный шельф с органогенными постройками прибрежно-отмельной зоны и перикратонную впадину Палеотетиса (по Р. Э. Эйнасто).

1 — лагунная зона — седиментационные доломиты микрослойчатые, глинистые и массивные, узорчатые; 2—4 — отмельная зона: 2 — зернистые известняки, ступковые и мелко-обломочные, 3 — детритовые известняки, 4 — биогермы; 5 — открыто шельфовая зона — илито-детритовые, комковатые известняки; 6, 7 — склоновая зона: 6 — детритовые известковистые мергели с комками известняка вблизи бровки шельфа, 7 — глинистые мергели; 8 — депрессионная зона — битуминозные глинистые мергели, граптолитовые аргиллиты; 9 — перерывы на границах мезо- и макроциклов.

Пространственные скопления мелких органогенных построек приурочены обычно к мелководным фациальным зонам в бассейнах осадконакопления. Как правило, они развиваются в зонах конседиментационных поднятий, отмельных барьеров, вблизи островной суши и т. д. (рис. 5.7).

Несмотря на дискретность размещения отдельных построек в разрезах, изучение их поставяет ценную информацию при стратиграфических построениях. Комплексы породообразующих и сопутствующих остатков организмов, сосредоточенные в органогенных постройках, способствуют установлению возраста,

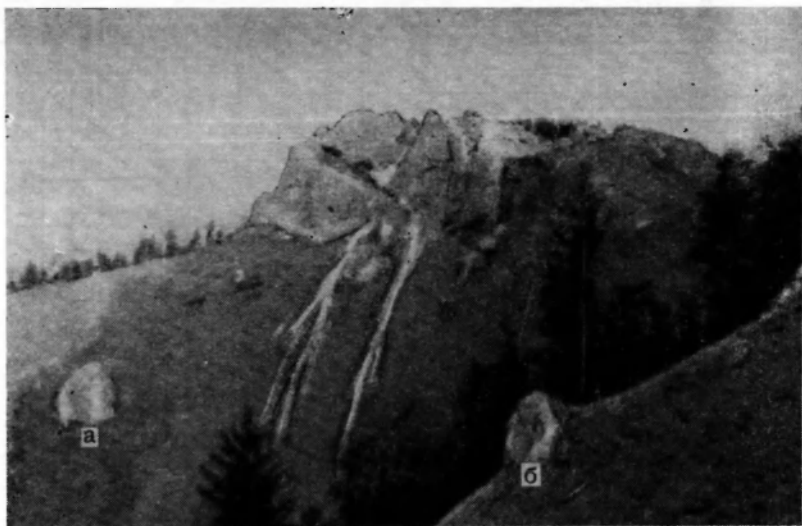


Рис. 5.8. Крупнокальные выходы Торгашинского рифового массива. Ниже по склону выходы изолированных биогермов (а, б), залегающих среди карбонатно-терригенных красноцветных отложений базаихской пачки. Восточный Саян, р. Базаиха (фото Н. М. Задорожной).

стратиграфическому расчленению и корреляции отложений, а иногда выделению маркирующих горизонтов, отражающих определенный уровень относительно синхронного образования построек. Поскольку мелкие постройки в целом не нарушают общего строения слоистых толщ, то изучение разрезов проводится послойно, как для любых стратифицированных образований. Следует обратить внимание лишь на некоторые специфические аспекты в их изучении.

Определение инситуности изолированных карбонатных тел и принадлежности к ископаемым органогенным постройкам. Обособленные органогенные постройки, залегающие среди слоистых отложений иного литологического состава, нередко принимаются за инородные включения. Такие постройки, как калиптры и биогермы, размеры которых исчисляются долями и первыми метрами, относятся часто к экзотическим валунам, глыбам обрушения, олистолитам. Обычно подобные представления возникают в тех случаях, когда вмещающие толщи сложены терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями. Например, в отложениях нижнекембрийского Торгашинского рифового комплекса в Восточном Саяне биогермы в составе красноцветной карбонатно-терригенной базаихской пачки (рис. 5.8) принимались за глыбы обрушения, образовавшиеся в результате размыва массивных торгашинских известняков. Морфология этих тел, взаи-

моотношения с вмещающими отложениями, и особенно ориентированное расположение водорослей эпифитон в прижизненном положении, позволили установить их биогермную природу (рис. 5.9). Остатки архециат и трилобитов, собранные в биогермах, способствовали существенному уточнению объема базаихского биостратиграфического горизонта в стратотипе [Задорожная Н. М., Журавлева И. Т., Репина Л. Н., 1972 г.].

Сложности определения природы карбонатных тел возникают также при линзовидной форме органогенных построек протяженностью десятки и сотни метров. Обычно такую форму имеют биостромные и калиптровые массивы. Подобные линзы, особенно если вмещающие отложения имеют терригенный или терригенно-вулканогенный состав, нередко принимаются за тектонические клинья. Так, широко распространенные в кембрийских отложениях Тувы и Западного Саяна изолированные органогенные массивы, залегающие среди терригенных отложений, некоторые исследователи [Лебедева З. А., 1938 г.; Салун С. А., 1957 г.] считали результатом тектонического внедрения нижележащих кембрийских известняков в толщу трансгрессивно залегающего на них верхнего силура. Таким образом, к нижнему кембрию они относили только линзы массивных известняков, содержащие остатки архециат и водорослей; вмещающие же их немые терригенные толщи считали более молодыми.

Инситность биогенных тел определяют следующие признаки: 1) однородный состав органических остатков в постройках в пределах значительной площади; 2) соответствие прижизненной ориентировки органических остатков и поверхностей напластования вмещающих осадков; 3) присутствие во вмещающих отложениях линзочек и отдельных колоний каркасных организмов, таких же, как и в органогенных постройках; 4) присутствие в карбонатных телах включений терригенных и вулканогенных обломков, идентичных по составу окружающим породам; 5) характерная форма биогермных построек со сглаженными волнисто-бугристыми поверхностями, отражающими

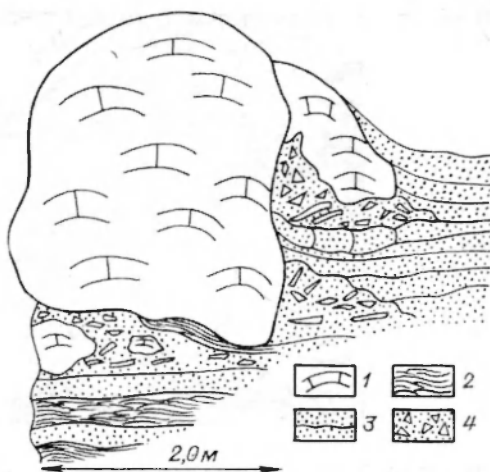


Рис. 5.9. Зарисовка биогерма.

1 — биогермные известняки; 2 — алевролиты; 3 — песчаники и гравелиты; 4 — брекчии с обломками водорослевых известняков.



Рис. 5.10. Зарисовка размещения органических остатков в биогерме хиллистой пачки нижнего лландовери в Северо-Западной Эстонии. Масштаб 1:4 [Аалоз А. О., Нестор Х. Э., 1977 г., рис. 11].

1, 2 — известняк: 1 — скрыто- или микрористаллический, 2 — илито-детритовый; 3 — известковые водоросли; 4 — фавозитиды; 5 — ругозы; 6, 7 — колониальные ругозы; 6 — *Petrozium* и *Palaeophyllum*, 7 — *Cyathophylloides*; 8 — гелюлитогиден; 9 — строматопориден.

естественные поверхности нарастающих известковых колоний; б) наличие контактов в виде линзовидных выклиниваний.

Составление опорного разреза. Следует проводить на участках максимального распространения органогенных построек. Изучение построек в разрезах рекомендуется начинать с зарисовки общего вида постройки, ее контактов с вмещающими отложениями и особенностей внутреннего строения. Главное внимание следует обращать на состав и количественные соотношения ископаемых организмов. Они могут быть размещены равномерно, зонально, пятнами и т. д. Контуры участков с различным составом фаунистических сообществ наносят на рисунок, где также отмечают места отбора органических остатков (рис. 5.10). Необходимо определить каркасообразующие организмы, их таксономический состав, форму нарастания и прижизненные взаимоотношения. В мелких органогенных постройках количество каркасных организмов может составлять до 70—90 % всего объема породы. Особый интерес представляют сопутствующие организмы, которые обычно наблюдаются в единичных экземплярах, но часто оказываются руководящими при корреляции разрезов, так как могут встречаться как в самих постройках, так и во вмещающих отложениях. Вследствие неоднородных условий в зонах мелководья (освещенность, сила течений, влияние волнений, привнос терригенной примеси и т. д.) близко расположенные постройки могли иметь несколько различные состав и количественные соотношения породообра-

зующих и сопутствующих организмов. Например, А. О. Алоэ и Х. Э. Нестром [1977 г.] в юруском горизонте нижнего лландовери северо-западной части Эстонии в объеме двух пачек общей мощностью 4,3—8,8 м выделены четыре уровня с биогермами, которые различаются составом биоценозов и количественными соотношениями каркасных и сопутствующих организмов (рис. 5.11, 5.12).

Важную часть исследований составляет выявление закономерностей размещения органогенных построек в разрезе и на площади. Они могут располагаться на разных стратиграфических уровнях или быть приурочены к одному из них. В последнем случае скопления часто расположенных биогермов образуют характерные биогермные пласты, которые наряду с биостромами являются хорошими маркирующими горизонтами. Многократно повторяющиеся в разрезе биостромы или биогермные пласты представляют собой своеобразные толщи — биоритмиты [Королюк И. К., 1968 г.]. Цикличность, подчеркнутая закономерным распределением органогенных построек в разрезах, может использоваться при ритмостратиграфических методах корреляции. Циклическое строение имеют, например, отложения отмельной фациальной зоны силура Эстонии (см. рис. 5.7). Максимальное развитие органогенных построек приурочено к регрессивным фазам. Кроме сравнительно мелких мезоциклитов выделяются макроциклиты, соответствующие крупным трансгрессивно-регрессивным этапам в развитии бассейна: регрессивный в позднем венлоке и трансгрессивный в раннем лудлове. В соответствии с этим наблюдается общее направленное смещение зон распространения органогенных построек: в позднем венлоке — в сторону открытого моря, в раннем лудлове — в сторону берега [Силур Эстонии, 1970].

Корреляция разрезов слоистых отложений, включающих в себя мелкие органогенные постройки. Корреляция этих отложений затрудняется, как правило, их полифаціальным быстроизменчивым составом. Мелководные отложения на близких расстояниях замещаются глубоководными фациями иного литологического состава. Органогенные постройки и вмещающие отложения, а также замещающие их инофаціальные литологические комплексы содержат разные сообщества древних организмов. Корреляция разнофаціальных отложений может проводиться успешно посредством экологического и экосистемного анализа, включающего в себя комплексное изучение пространственно-временных соотношений различных ассоциаций организмов с учетом фациальной зональности в бассейне осадконакопления. Для этого изучаются последовательные изменения составов сообществ в различных группах ископаемых организмов по серии разрезов, пересекающих разнотипные фациальные зоны [Кальо Д. Л., 1980 г.]. На рис. 5.7 и 5.13 приведены литолого-фациальная модель силурийского

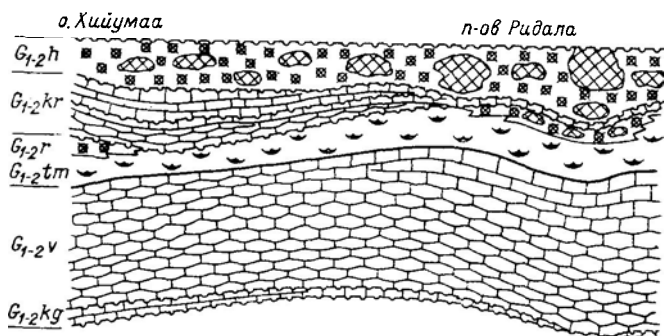


Рис. 5.11. Схема стратиграфических подразделений юрского горизонта нижнего лландовери в Северо-Западной Эстонии [Аалоз А. О., Нестор Х. Э., 1977 г., рис. 4].

$G_{1-2}kg$  — койгиская пачка;  $G_{1-2}v$  — варболаская свита;  $G_{1-2}tm$  — таммикуская пачка;  $G_{1-2}r$  — ридалаская пачка;  $G_{1-2}kr$  — керинуская пачка;  $G_{1-2}h$  — хиллистеская пачка.

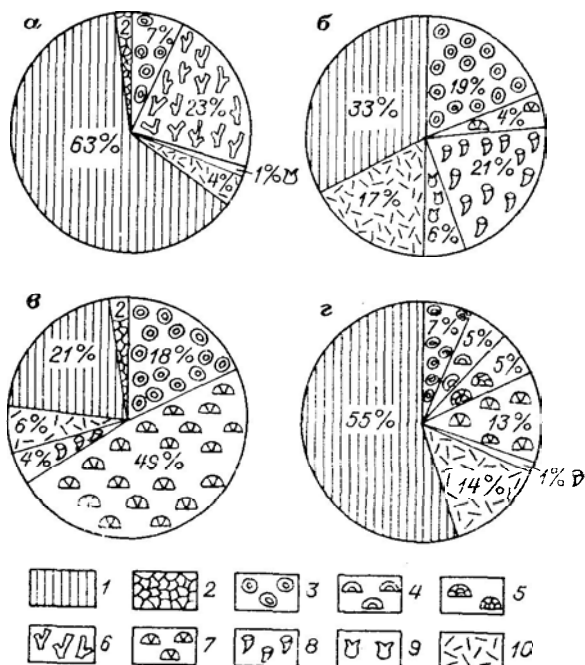


Рис. 5.12. Состав биогермных известняков из юрского горизонта нижнего лландовери в Северо-Западной Эстонии [Аалоз А. О., Нестор Х. Э., 1977 г., рис. 7, 10].

а — биогермы ридалаской пачки, б, в, г — биогермы хиллистеской пачки типов I (б), II (в), III (г).  
 1 — основная масса; 2 — средне- и крупнокристаллический кальцитовый цемент; 3 — известковые водоросли; 4 — строматопорониды; 5 — гелиолиптоиды; 6 — аулоцистиды; 7 — фавозитиды; 8 — ругозы; 9 — мшанки; 10 — детрит.

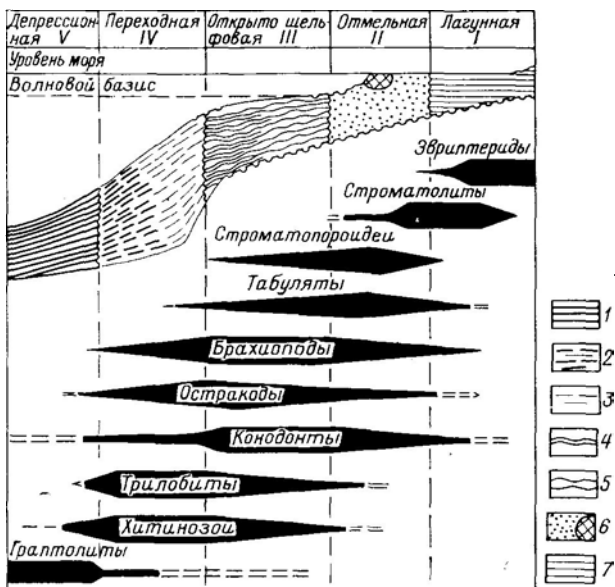


Рис. 5.13. Обобщенная схема распределения основных групп ископаемых организмов по фаціальным зонам Палеобалтийского периконтинентального бассейна в верхнем лландовери, венлоке [Фаціальные закономерности..., 1980 г.].

1 — аргиллиты и мергели депрессионной зоны; 2, 3 — мергели переходной зоны; 2 — глинистые, 3 — алевроитские; 4 — известняки внешней части открытого шельфа; 5 — известняки внутренней части открытого шельфа; 6 — зернистые известняки отмельной зоны (биоморфные, детритовые, обломочные, оолитовые, сульфатные) с органогенными постройками; 7 — седиментационные доломиты лагунной зоны.

бассейна Прибалтики и схема размещения основных групп организмов в различных фаціальных зонах. Отложения отмельной и открыто шельфовой зон коррелируются в основном по строматопорондеям и кораллам, открыто шельфовой и переходной — по брахиоподам и остракодам, переходной к депрессионной — по трилобитам, хитинозоям и граптолитам.

Отложениям с органогенными постройками свойственна частая смена литологических типов пород в разрезах, что связано со значительной миграцией фаций при изменениях уровня моря в условиях большого мелководья. Биогермные комплексы при этом оказываются разделенными отложениями смежных фаціальных зон, которые содержат комплексы органических остатков, характерные для соответствующих фаціальных обстановок. Детальное изучение разрезов и тщательные сборы органических остатков как в биогермных фациях, так и в разделяющих их слоях способствуют выявлению состава организмов, которые позволяют коррелировать разнофаціальные разрезы смежных зон [Клааман Э. Р., Эйнасто Р. Э., Вийра В. Я. и др., 1980 г.].

**Расчленение и корреляция массивных известняков, слагающих крупные органогенные постройки.** Специфика стратиграфического расчленения крупных сложных и сложнодифференцированных органогенных построек (калиптровых, биостромных, биогермных, рифовых массивов), биогермных гряд и рифовых систем и корреляция их с вмещающими слоистыми отложениями определяются особенностью строения этих построек. Непрерывное развитие таких построек могло происходить в течение длительного времени и соответствовать стратиграфическому объему в несколько горизонтов, ярусов и более. При кажущемся внешнем однообразии массивных известняков внутреннее строение крупных органогенных массивов отличается большой сложностью. Это связано с неравномерно локальным распределением различных групп древних организмов, присутствием в составе массивов органогенно-обломочных пород, формой и способом размещения элементарных и простых построек, принимающих участие в их строении. Все перечисленное создает прихотливую картину литолого-фациальной и палеоэкологической зональности, которая в общем виде определялась палеогеографическими и палеотектоническими условиями седиментации. Особенно отчетливо это проявляется в строении ископаемых рифов, которые развивались в волноприбойной зоне и одновременно с ростом подвергались интенсивному разрушению. В результате в составе рифовых массивов наряду с органогенно-каркасными известняками в значительных количествах присутствуют биокластические образования. В комплексе они составляют закономерно сочетающиеся в пространстве литолого-фациальные зоны рифового ядра, рифового плато, внутририфовой лагуны, рифового склона [Журавлева И. Т., Мягкова Е. И., 1979; Методическое пособие. . ., 1982]. Каждая фациальная зона характеризуется определенным составом и количественными соотношениями различных сообществ древних организмов (рис. 5.14, 5.15). Успех биостратиграфического изучения крупных органогенных массивов зависит от выявления общих литолого-фациальных и палеоэкологических закономерностей их строения.

Формирование крупных органогенных массивов могло осложниться перерывами различной длительности. Перерывы часто предшествуют образованию органогенных построек, завершают их развитие или возникают в процессе роста и фиксируются внутри массивов. Особенно обычны перерывы для рифовых построек, которые развивались вблизи уреза воды и могли осушаться. Определенные трудности вызывает выявление скрытых перерывов внутри органогенных построек. Свидетельством таких перерывов могут служить: смена состава комплексов остатков фаун и флор; различная степень перекристаллизации; линзы, карманы и примазки красных глин; поверхности карстового рельефа, сглаженные поверхности с корками



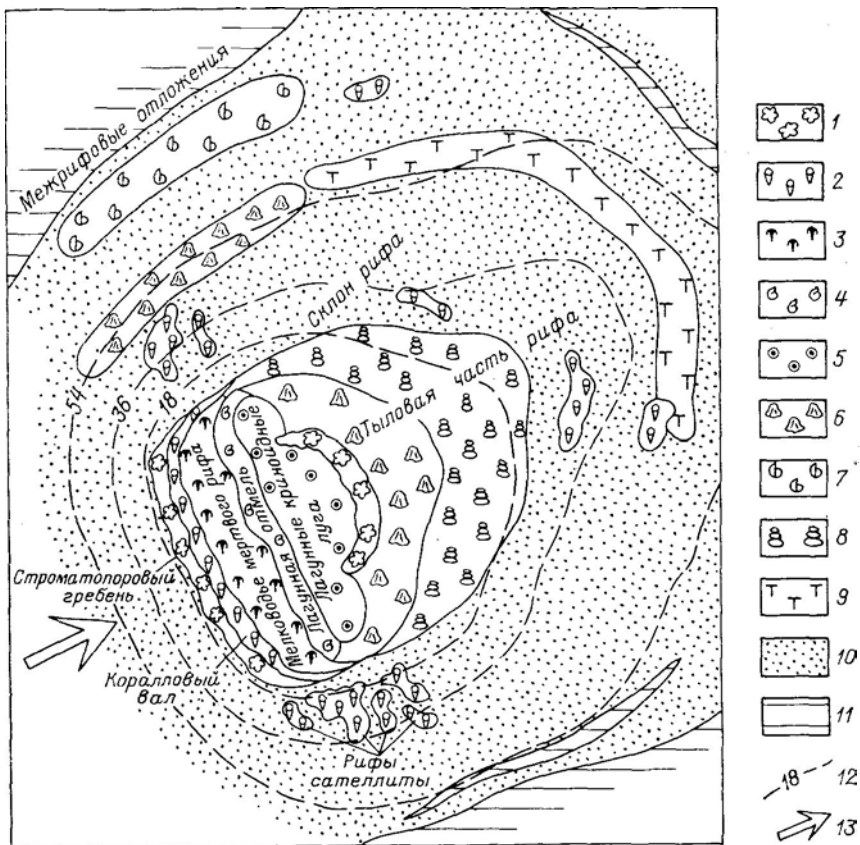


Рис. 5.14. Схема распространения биофаций в литолого-фациальных зонах Торнтонского рифового комплекса в Иллинойсе (по Д. Д. Инджелсу [1968 г.]).

1—10 — биофации: 1 — строматопоровая (строматопороидеи, встречаются табуляты), 2 — коралловая (табуляты, ругозы, встречаются гастроподы, брахиоподы, трилобиты, строматопороидеи), 3 — трилобитовая (трилобиты, встречаются гастроподы, кораллы, строматопороидеи), 4 — цефалоподовая (ортоконические цефалоподы, встречаются трилобиты), 5 — криноидная (морские лилии, встречаются табуляты, строматопороидеи), 6, 7 — брахиоподовая (6 — пентамериды, встречаются гастроподы, строматопороидеи, 7 — конхидумы, встречаются гастроподы, строматопороидеи, табуляты), 8 — гастроподовая (гастроподы, встречаются кораллы, брахиоподы), 9 — губковая (губки, встречаются строматопороидеи), 10 — гетерогенная (ортоконические цефалоподы, брахиоподы, кораллы, строматопороидеи и др.); 11 — межрифовые фации: аргиллиты, брекчии, желваковые доломиты с обломками кораллов; 12 — изобаты, м; 13 — направление преобладающих ветров и волн.

окислов железа вдоль них, секущие рифогенные структуры; следы сверления и ползания организмов на поверхности перерывов и др. [Михайлова М. В., 1975 г.].

Наиболее явными признаками крупных континентальных перерывов служат закарстованные поверхности кровли органических массивов с карманами, выполненными литологически резко отличными, нередко красноватыми, более молодыми по-

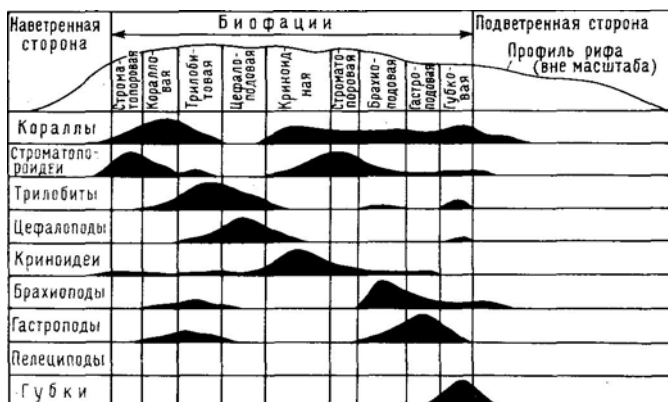


Рис. 5.15. Распространение фауны в биофациях Торнтонского рифового комплекса в Иллинойсе (по Д. Д. Инджелсу [1968 г., фиг. 8]).

родами. К таким перерывам в основании трансгрессивных серий могут быть приурочены месторождения бокситов [Горецкий Ю. К., 1960 г.].

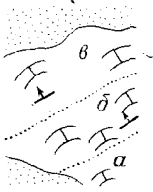

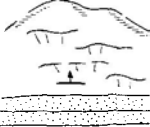
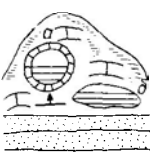
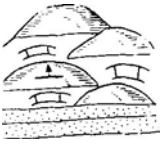


Отметим некоторые особенности стратиграфического изучения крупных органогенных построек.

Предварительные исследования. На первых этапах полевых исследований проводят серию рекогносцировочных маршрутов с целью выявления размеров и формы органогенных массивов, а также условий залегания толщи массивных известняков. Стратиграфическую последовательность в массивных известняках устанавливают с помощью специальных приемов определения элементов залегания (табл. 5.2), использующих биостратиграфические, палеоэкологические и литологические критерии [Методическое пособие..., 1982].

Основное внимание обращают на признаки, позволяющие выявить наиболее общие элементы строения органогенных массивов: состав порообразующих организмов, наличие участков с разнородным строением и общий план их размещения внутри массива, зоны тектонических нарушений и вторичного изменения пород и т. д. Выбирают участок, пригодный для составления опорного разреза. Желательно, чтобы этот разрез охватывал возможно полный стратиграфический объем толщи известняков и пересекал разные литолого-фациальные зоны.

Изучение опорного разреза. Поскольку в массивных известняках слои не выделяются, разрез следует изучать поинтервально. По всей линии составления разреза маркируют равные интервалы, ширина которых зависит от степени детальности работ. При пятнисто-гнездовом распределении органических остатков в ископаемых постройках наиболее удобны интервалы 5—10 м. Маркировка интервалов (реперами или масляной крас-

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ В МАССИВНЫХ  
ИЗВЕСТНЯКАХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК

I. Биостратиграфический критерий	II. Палеоэкологические критерии	III. Литологические критерии	
 <p data-bbox="113 544 321 703">По взаимному расположению разновозрастных комплексов органических остатков (а, б, в) в разрезах</p>	 <p data-bbox="331 544 541 639">1. По прижизненной ориентировке каркасных организмов</p>  <p data-bbox="331 853 541 949">2. По плоскостям органогенной («рифовой») слоистости</p>	 <p data-bbox="550 544 762 639">1. По раковинам-ватерпасам (а) и по полостям-ватерпасам (б)</p>  <p data-bbox="550 853 762 965">2. По основанию монолофидных биогермов в биогермных массивах</p>	 <p data-bbox="768 544 969 639">1. По линзам слоистых пород в массивных известняках</p>  <p data-bbox="768 853 969 949">2. По гнездам слоистых межбиогермных пород</p>

кой) обеспечивает точную привязку мест сбора органических остатков и их взаимное расположение, а также позволяет возвращаться к любой части разреза для дополнительных наблюдений, увязки и корреляции разрезов. Необходимость в повторных наблюдениях возникает при уточнении положения биостратиграфических границ, прослеживания маркирующих уровней и т. д.

В пределах каждого интервала определяют таксономический состав и количественные соотношения различных групп каркасообразующих организмов, выявляют морфологическое разнообразие, размеры, формы роста и характер прижизненных взаимоотношений каркасных организмов (нарастание, обрастание, сверление, прикрепление и т. д.), устанавливают состав и распределение сопутствующих организмов («рифолобов»).

Одновременно проводят литологические наблюдения, в процессе которых выявляют:

а) вещественный состав пород и их литогенетические типы (каркасные, субкаркасные, органогенно-обломочные, брекчиевые, илестые, сгустковые и т. д.);

б) структурные (зернистость, степень перекристаллизации) и текстурные (массивность, плитчатость, слоистость, наличие бноморфной слоистости, нарастания каркасных организмов, присутствие раковин-ватерпасов и т. д.) признаки пород;

в) типы, форму и пространственное размещение простых построек, участвующих в строении сложных сооружений.

Для систематизации наблюдений и равномерного отбора органических остатков изучение известняков рекомендуется проводить методом квадратов-сеток. Для этой цели хорошо обустроенные опорные площадки расчерчивают мелом на сеть квадратов размером  $0,5 \times 0,5$  или  $1 \times 1$  м. Зарисовки, описание и сбор образцов проводят из каждого квадрата отдельно [Фортунатова Н. К., Григорьева И. Г., 1976 г.].

При сборах органических остатков в массивных известняках особого внимания заслуживает выявление микроскопических форм, которые обнаруживаются только при изучении шлифов. Они могут иметь пороодообразующее значение (например, водоросли эпифитон в кембрийских органогенных постройках), а также представлять существенный интерес для биостратиграфических целей. Так, ярусное расчленение нижнепермского рифового массива Шахтау в Приуралье выполнено в основном по фузулинидам [Королюк И. К., Кириллова И. А. и др., 1970 г.]. Чтобы не пропустить эти органические остатки, из каждого интервала разреза по равномерной сетке отбирают серию палеонтологических шлифов.

Окончательное расчленение разреза, а также выявление руководящих комплексов и отдельных руководящих видов, пригодных для корреляции, проводят после камерального изучения палеонтологических коллекций.

Корреляция разрезов внутри толщи массивных известняков. Проводят с помощью следующего комплекса исследований: 1) выявление конфигураций и пространственного размещения литолого-фациальных зон в пределах массива; 2) выяснение составов палеобиоценозов, характерных для каждой зоны; 3) корреляция различных частей органогенных массивов на базе трассирования границ биостратиграфических подразделений.

При выполнении всех вышеперечисленных работ используют дополнительные разрезы. Для этого весь массив или его части размечают с помощью рулетки и компаса на серию профилей. Расстояние между ними должно составлять не более 50—100 м. Желательно, чтобы профили охватывали все участки с разнообразным строением. На профилях через 10—20 м фиксируют мар-

кированные интервалы. Размеченную таким образом сетку переносят в масштабе 1 : 1000—1 : 2000 на миллиметровку, и она служит в маршрутах в качестве детальной основы при прослеживании маркирующих горизонтов, литологических и биостратиграфических границ. По профилям составляют дополнительные разрезы с несколько меньшей детальностью по сравнению с опорным разрезом.

По мере изучения разрезов на миллиметровку наносят границы распространения различных типов пород, отмечают места сборов органических остатков, интервалы распространения различных биофаций. Эту работу проводят в поле путем непосредственного прослеживания разнородных границ и маркирующих горизонтов от профиля к профилю. На заключительном этапе на базе изучения органических остатков в толще массивных известняков трассируют границы биостратиграфических подразделений, установленных в опорном и дополнительных разрезах.

Возможные ошибки при биостратиграфическом изучении крупных органогенных построек. Из-за отсутствия в массивных известняках слоистости возникают серьезные затруднения в фиксировании и взаимном расположении точек с фауной внутри органогенных массивов. Особенно часто это происходит в тех случаях, когда органические остатки отбираются без предварительного выявления общей структуры и залегания построек. В подобных случаях легко пропустить разломы, которые в жестких карбонатных массивах встречаются чаще, чем это принято думать. В однообразных по внешнему облику массивных известняках разновозрастные блоки, как правило, сопряжены по узким притертым трещинам, без четко выраженных зон дробления. Органические остатки, собранные в срезах, в результате чего может создаться ложное впечатление о смешении разновозрастных фаунистических комплексов. Например, на горе Археоциатовой и в Батеневском кряже Алтае-Саянской области среди археоциато-водорослевых известняков нижнекембрийского биогермного массива имеется небольшой (100 м) тектонический клин сходных по внешнему облику среднекембрийских известняков с остатками трилобитов. Некоторые геологи, принимая тектонический клин за линзу трилобитовых известняков, приходят к выводу о совместном нахождении среднекембрийских трилобитов и раннекембрийских археоциат.

Подобные ситуации могут возникать также при выполнении тектонических трещин, а также первичных полостей и каверн в массивных известняках более молодыми карбонатными осадками, содержащими органические остатки иного возраста.

В нижнепермском рифовом массиве Шахтау Приуралья среди массивных известняков ассельского возраста отмечаются трещины (шириной 0,5—1 м), заполненные известняками с ос-

татками фузулинид, типичных для артинского яруса [Королюк И. К., Кириллова И. А. и др., 1970 г.]. Подобный пример известен также для тортонской рифовой гряды в Подолии. Тортонские массивные известняки расчленяются здесь узкими (до 0,5 м) глубокими расселинами, выполненными глинами, глинистыми известняками с остатками микрофауны сарматского возраста [Королюк И. К., 1952 г.].

Корреляция разрезов массивных известняков с вмещающими толщами. При соизмеримых скоростях роста биогенных структур и накопления одновозрастных рыхлых осадков постройки почти не возвышались в рельефе дна, поэтому с вмещающими отложениями они имеют контакты типа срастания или линзовидного выклинивания. Одновозрастность массивных известняков и слоистых пород в подобном варианте не вызывает сомнения.

Более сложные стратиграфические соотношения с вмещающими толщами возникали тогда, когда рост построек опережал накопление рыхлых осадков. В этом случае окружающие рыхлые осадки прислонялись к твердой крутостоящей поверхности, в результате чего возникали резкие контакты с притыканием слоев вмещающих пород (см. рис. 5.5). Время заполнения впадин палеорельефа вблизи органогенных массивов могло быть различным. В некоторых случаях накопление окружающих осадков происходило с незначительным отставанием от роста органогенной постройки и тогда возраст вмещающих отложений в геологическом смысле практически одинаков с возрастом органогенной постройки. При заполнении впадин после завершения роста постройки возраст окружающих отложений может быть значительно моложе.

Стратиграфической корреляции массивных известняков и слоистых отложений иного литологического состава предшествует изучение опорных разрезов в разнофациальных типах отложений. В результате этих исследований должны быть установлены стратиграфический возраст и объем обеих толщ, проведено расчленение опорных разрезов с выделением региональных и местных стратиграфических подразделений, выявлены руководящие формы и ассоциации органических остатков, позволяющие коррелировать разные фации.

Основным приемом дальнейшей корреляции является изучение серии дополнительных разрезов, пересекающих вкрест простирания вмещающие слоистые толщи на разном удалении от органогенных массивов. Корреляция разрезов и прослеживание синхронных стратиграфических уровней осуществляются последовательным сопоставлением близко расположенных разрезов на базе общих признаков, характерных для каждой пары смежных разрезов. Для этой цели используются органические остатки и различные маркирующие горизонты.

Наиболее достоверно корреляция разнофациальных образований достигается с помощью палеонтологического метода. Однако, несмотря на обилие органических остатков в постройках, использование метода оказывается в ряде случаев недостаточно результативным. Это связано с различным составом остатков организмов, присутствующих в разных фациях. Возможности применения биостратиграфических критериев для корреляции в значительной мере зависят от состава вмещающих отложений. Большой эффект от применения палеонтологического метода достигается в случае известнякового типа отложений. Как правило, в таких фациях присутствуют общие формы для построек и вмещающих отложений. Пример постепенного изменения таксономического состава ископаемых организмов в соответствии с латеральной сменой фаций от лагунных до глубоководных показан Н. К. Фортунатовой и И. Г. Михеевым на схематизированном фациальном профиле верхнеюрских рифогенных комплексов Западного Гиссара (табл. 5.3). Основными породообразующими организмами биогермных известняков здесь являются колониальные кораллы *Microsolena*, *Calamophyllina*, *Thecosmilia*, известковые губки, строматолиты. Отдельные представители этих групп организмов, захороненные в местах обитания, присутствуют в слоистых известняках закрытого шельфа, а в прилегающих шлейфовых фациях встречаются в виде обломков скелетов. Удаленные открыто бассейновые фации содержат специфические глубоководные ассоциации организмов. В биогермных известняках отмечаются лишь единичные представители аммонитов, характерные для этих фаций.

При терригенном составе вмещающих отложений палеонтологический метод имеет ограниченные возможности. Существенную помощь при сопоставлении разрезов массивных известняков и терригенных толщ могут оказать содержащиеся в них изолированные мелкие постройки (калиптры и биогермы), в которых содержится тот же комплекс породообразующих организмов, что и в крупных массивах. Расположенные на разных стратиграфических уровнях мелкие постройки могут служить своего рода реперами при корреляции разнофациальных толщ.

При недостаточной фаунистической характеристике вмещающих отложений ведущую роль приобретают различные маркирующие горизонты, а также другие методы корреляции (например, по терригенным минералам). Маркирующие горизонты, специфические для каждого региона, выделяются по различным признакам: составу органических остатков, текстурным особенностям пород и т. д. Одни из них прослеживаются в пределах всего района и служат для увязки удаленных разрезов (например, губковый горизонт в основании верхнеоксфордского рифогенного комплекса в Юго-Западном Гиссаре) [Фортунатова Н. К., Михеев И. Г., 1975 г.].

Таблица

СХЕМА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ ОРГАНИЗМОВ ПО ФАЦИАЛЬНЫМ  
ГИССАРА. СОСТАВИЛИ

Генетические группы отложений	Отложения открытого бассейна				
	Глубоководные	Относительно глубоководные	Мелководные	Крайне мелководные	Шлейфовые
Генетические типы отложений					
Схематический профиль					
Типы пород	Пелитоморфные известняки: глинистые, слабосланцеватые с тонким шламом, мелкопористые	Известняки: шламowo-мелко-стужковые, шламowo-микро-стужковые, шламowo-стужковые с кремнистыми конкрециями	Известняки: детритовые, онколитовые, онколитово-детритовые, комковатые с детритом, биогермные (биогермные), биогермно-детритовые	Мелкообломочные известняки, Известняковые гравелиты, Известняковые конгломераты, Известняки: оолитовые, органогенно-обломочные, обломочные, песчанистые, Песчаник	Органогенно-обломочные известняки и доломиты, Известняковые гравелиты (органогенные), Известняковые брекчи, Известняки: глыбовые (органогенные), оолитово-обломочные, оолитово-обломочные, песчанистые, эхиноидно-детритовые, серпуловые, Мелкодетритовые доломиты, "Мусорные" доломиты
Состав ископаемых организмов					

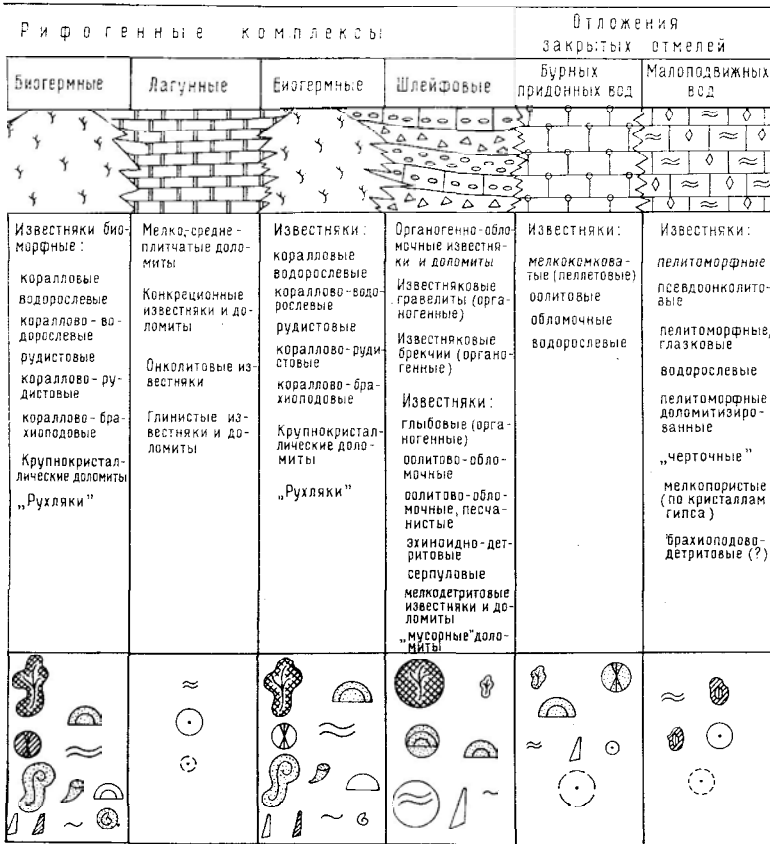
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12a 12b

Типы организмов, характерные для органогенных построек. 1—5 — каркас, 2 — багряные водоросли, 3 — известковые губки, 4 — сине-зеленые водоросли, 6 — одиночные кораллы, 7 — морские ежи, 8 — то же (иглы), 9 — гастроподы, Типы организмов, встреченные только во вмещающих отложениях. 12 — брапьяющиеся (хлямысы), 6 — зарывающиеся; 14 — криноидеи; 15 — онколиты; Количество родов ископаемых организмов: 17 — 1—2; 18 — 2—5; 19 — Окатанные обломки: 20 — кораллов, 21 — багряных водорослей, 22 — сине Относительное количество остатков ископаемых организмов: 23 — редкие,

Маркирующие горизонты использовались для сопоставления разнофациальных толщ нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области (Богградский район). Здесь выделялись две толщи. В основании разреза помещались черные тонкоплитчатые известняки и доломиты с единичными остатками водорос-



ЗОНАМ ВЕРХНЕЮРСКИХ РИФОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО  
Н. К. ФОРТУНАТОВА, И. Г. МИХЕЕВ



13a 13b 14 15 16 17 18 19 20 21 22 B 23 D 24 25

ные (породообразующие) организмы: 1 — колониальные кораллы, (строматолиты), 5 — рудисты; 6—11 — сопутствующие организмы: 10 — устрицы, 11 — аммониты.

хиоподы: а — теребратулиды, б — ринхонелиды; 13 — пеллециподы: а — прикре-

5—10.

зеленых водорослей.

24 — характерные, 25 — в массе.

лей и гастропод, над ними — массивные биогермные известняки с обильными остатками водорослей, археоциат и трилобитов. При детальном картировании был выделен маркирующий горизонт пластовых строматолитов, прослеженный на протяжении более 10 км. Этот горизонт с постепенными переходами

залегает в разных участках на толще слоистых известняков и доломитов и на массивных биогермных известняках. Таким образом, установлено, что биогермные известняки замещаются лагунными известково-доломитовыми фациями. Это привело к иному пониманию строения разреза и геологической структуры всего участка. Одновозрастность этих отложений впоследствии подтверждена в результате изучения минералов тяжелых фракций нерастворимых остатков [Задорожная Н. М., Новоселова Л. Н., 1975 г.].

Стратиграфические подразделения, установленные в опорных разрезах крупных массивов, не всегда можно проследить во вмещающих толщах из-за сокращений их мощности по сравнению с органогенными фациями. Например, в миоценовых отложениях рифовой зоны Подолии (рис. 5.16) общая мощность отложений верхнего тортона (разрез горы Сокол), в котором присутствуют рифовые известняки, в 14 раз превышает мощность синхронных вмещающих отложений (разрез Ляцкорунь). Установленные в зоне рифообразования пачки пород прослеживаются в разрезах с сокращенной мощностью.

При стратиграфической корреляции массивных известняков и слоистых отложений необходимо учитывать возможное возрастное скольжение литологических границ крупных органогенных массивов. При периодических колебаниях уровня моря органогенные постройки мигрируют по площади, распространяясь на участки, более благоприятные для роста каркасных организмов. Органогенные фации, смещаясь в сторону, как бы «наползают» на прибрежные отложения в случае трансгрессии и на более глубоководные при регрессивном цикле развития. При этом литологические границы органогенных массивов, смещаясь вверх по разрезу, контактируют с все более молодыми отложениями. Указанные границы часто ошибочно считаются изохронными. Иллюстрацией этому служит длительная полемика относительно залегания нижекембрийских рифовых известняков на р. Базайхе в Восточном Саяне. Находки разновозрастных трилобитов, собранных в разных пунктах в подошве Торгашинского рифового массива, послужили основанием для выводов о смещении фаунистических комплексов и невозможности выделения региональных биостратиграфических горизонтов. Впоследствии было определено, что подошва торгашинских известняков стратиграфически разновозрастна и на протяжении нескольких километров смещается в интервале двух биостратиграфических горизонтов [Задорожная Н. М., Журавлева И. Т., Репина Л. Н., 1972 г.]. На основании палеонтологических данных и анализа мощностей красноцветной известняково-гравелитовой базайхской пачки, которая замещается фациально рифовыми известняками, установлено, что мощность ее изменяется от 250 м до полного выклинивания. Рифовые известняки перекрывают последовательно стратиграфически все более вы-

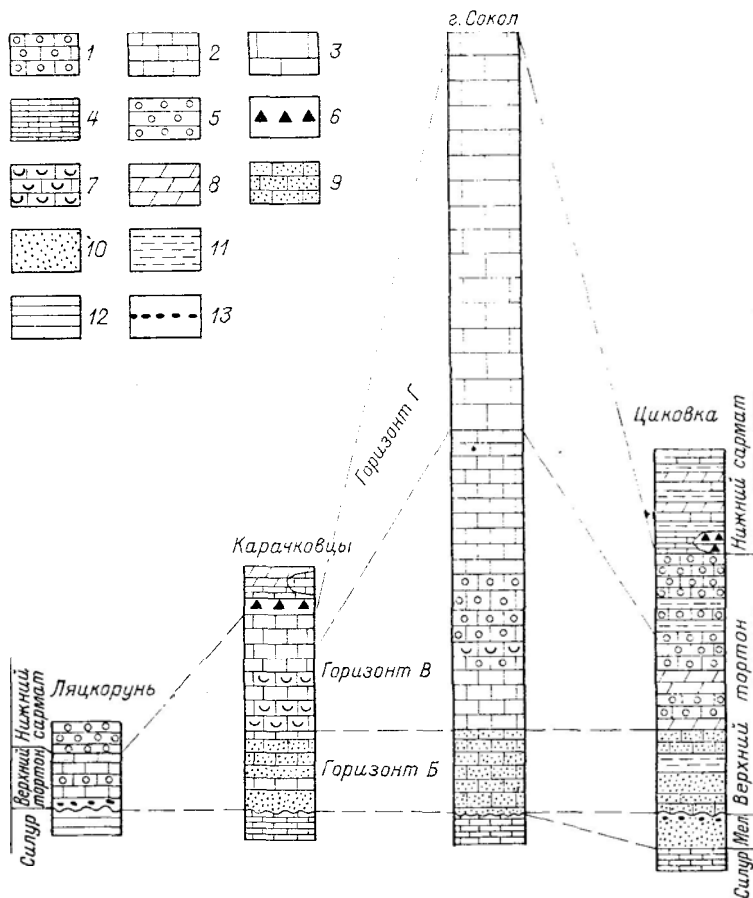


Рис. 5.16. Схема сопоставления разрезов миоценовых отложений рифовой зоны в Подолии [Королюк И. К., 1952 г., фиг. 13].

1—7 — известняки: 1 — литотамневые шаровые; 2 — литотамневые органогенно-обломочные, 3 — рифовые, 4 — афанитовые, 5 — оолитовые, 6 — галечниковые, 7 — ракушечниковые; 8 — мергели; 9 — песчаники кварцевые карбонатные; 10 — песчаники кварцевые; 11 — глины; 12 — сланцы; 13 — конгломераты.

сокие горизонты прибрежных отложений базайхской пачки (рис. 5.17).

Достоверное сопоставление сложных органогенных построек с вмещающими толщами обеспечивается комплексным применением биостратиграфического метода и литолого-фациального анализа как во вмещающих отложениях, так и в пределах массива. Для этих целей рекомендуется составить серию литолого-стратиграфических разрезов, пересекающих массив и вмещающие толщи. На основании разрезов, скоррелированных по фауне, а также с помощью маркирующих горизонтов составля-

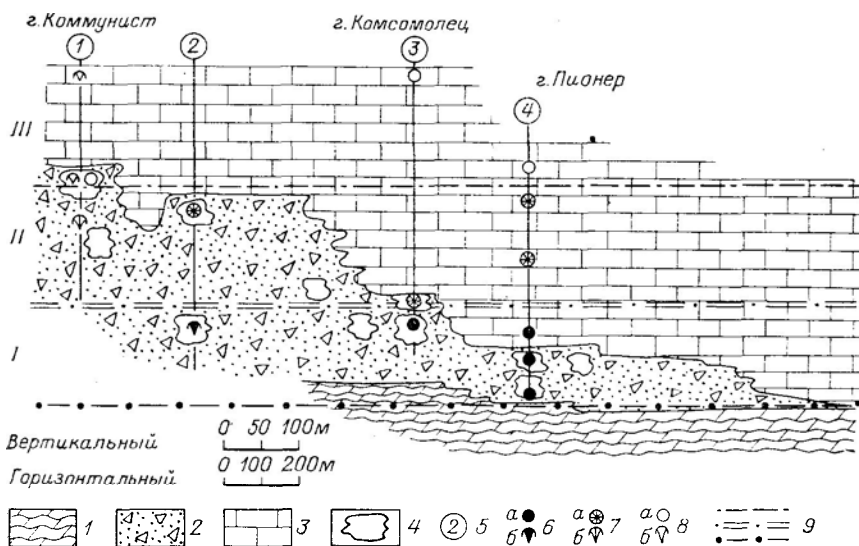


Рис. 5.17. Трансгрессивное возрастное скольжение литологической границы подошвы Торганшского рифа. Нижний кембрий, Восточный Саян, р. Базаиха (по Н. М. Задорожной).

1 — калтатская свита, фации зарифовой лагуны (голубовато-серые, черные плитчатые известняки, доломиты, мергели); 2 — базаихская пачка, зарифовые фации прибрежного мелководья (лиловые, розовато-серые гравелиты, песчанки, известняковые брекчии, мелкие биогермы); 3 — массивные археоциато-водорослевые торганшские рифовые известняки; 4 — биогермы в базаихской пачке; 5 — линии разрезов; 6—8 — места находок фауны (а — археоциаты, б — трилобиты); 6 — базаихского, 7 — камешковского, 8 — санаштыкгольского горизонтов; 9 — границы горизонтов; I—III — горизонты: I — базаихский, II — камешковский, III — санаштыкгольский.

ются литолого-фациальные профили, на которых последовательно фиксируется стратиграфическое положение границ органогенных массивов в каждом пересечении. В целом это позволяет получить наглядную картину соотношения био-стратиграфических и литологических границ, степени смещения их по разрезу, а также характер размещения фаций для каждого стратиграфического уровня.

Соотношение органогенных построек с местными стратиграфическими подразделениями. Определяется размерами построек и объемом, который они занимают среди вмещающих пород. Мелкие органогенные постройки (менее 50 м), залегающие в виде изолированных тел среди слоистых отложений, составляют незначительный объем в их составе. В качестве одного из характерных элементов осадочных и вулканогенно-осадочных образований подобные постройки входят в состав свит и пачек, на которые подразделяются эти толщи (например, свита «а» на рис. 5.6). При составлении разрезов свит, включающих в себя мелкие органогенные постройки, фиксируются их взаимное расположение и приурочен-

ность к определенным стратиграфическим уровням и подразделениям.

Крупные органогенные массивы, гряды, рифовые системы и т. д. мощностью сотни метров и протяженностью, измеряемой многими километрами, могут иметь стратиграфический объем до яруса, отдела и более (см. рис. 5.6). Выходы подобных крупных тел наносятся на геологическую карту в их естественных границах. В геологической практике мощные толщи массивных известняков, слагающие крупные органогенные постройки, выделяются обычно в качестве свит. Однако для таких толщ характерны локальность распространения, существенная асинхронность литологических границ с вмещающими слоистыми отложениями, непостоянство стратиграфического объема, изменчивость фациально-литологических и палеонтологических свойств на коротких расстояниях. Исходя из этого крупные органогенные массивы могут относиться к категории литостратиграфических подразделений, и тогда им приписываются собственные географические названия: «Торгашинский риф», «Андеркенская биогермная гряда» и т. д. Если принадлежность выходов массивных известняков к определенному генетическому типу построек неясна, то таким телам желательно давать более общие определения: «рифогенные известняки», «органогенный массив» и т. д.

#### 5.4. ФЛИШЕВЫЕ И ФЛИШОИДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Флишевые отложения характерны только для складчатых областей. К флишу относят осадочные толщи, обладающие выдержанной специфической ритмичностью строения (рис. 5.18), что и обуславливает особенности их изучения.

По Н. Б. Вассоевичу [1948], флиш характеризуется регулярным чередованием трех, реже четырех-пяти типов пород, образующих простые ритмы, обычно прогрессивные гемициклы, мощностью в сантиметры и дециметры, всегда содержащие хотя бы по одному представителю зернистых и незернистых пород независимо от их вещественного состава (обычно доля зернистых пород не менее  $1/30$ , но не более  $2/3$  мощности ритма). Кроме пород, входящих во флишевые ритмы, часто встречаются мощные «вставные» пласты песчаников или известняков, маломощные пласты вулканического пепла, нередко превращенного в кил.

В типичном флише отсутствуют неморские осадки (опресненные и осолоненные, а тем более наземные); не встречаются угли и соли; цельные не переотложенные остатки макроорганизмов редки, а кораллы вообще отсутствуют [Вассоевич Н. Б., 1948, 1951].

Мелкоритмичные осадочные толщи, которые по ряду существенных признаков не относятся к типичному флишу, но об-



Рис. 5.18. Обнажение флишоидной толщи палеогена по р. Боржомка, Грузинская ССР (фото Э. Н. Янова).

наруживают различные черты сходства с ним, называются флишоидными.

Флишевые ритмы (или шиклиты) имеют четко выраженную нижнюю границу (часто с гниероглифами) и начинаются с наиболее крупнозернистого (в данном ритме) осадка, мельчающего кверху. Нередко при этом постулируют постепенность и непрерывность изменения зернистости. Такую слоистость именуют градационной. Первый элемент ритма (I э. р.) сложен зернистыми породами с мелкой волнистоской, горизонтальной слоистостью или неслоистыми; обычны также текстуры подводных оползней (рис. 5.19 и 5.20). Незернистыми породами, часто с фукоидами, сложены второй и третий

(II и III э. р.). Третий элемент ритма обособляется от второго по гранулометрии или по карбонатности (наиболее тонкоотмученный и наименее известковистый материал).

Литогенетические типы пород, входящих во флишевые ритмы, Н. Б. Вассоевич рассматривал как подэлементы ритма (п. э. р.). Первый и второй элементы ритма он делил на два или на три подэлемента каждый. Например: псефит — Ia п. э. р.; псаммит — Ib п. э. р.; алевроит — Ic п. э. р.; известняк — IIa п. э. р.; мергель — IIb п. э. р.; известковистая глина — Пс п. э. р.

С. Л. Афанасьев [1968 г.] разделил II э. р. Н. Б. Вассоевича на два самостоятельных элемента ритма: II э. р. — крупно-, средне- и мелкопелитовые породы, существенно обломочные и III э. р. — преимущественно тонкопелитовые породы, существенно биохемогенные. Вместо III э. р. Н. Б. Вассоевича IV э. р. — тонкоотмученные, обычно бескарбонатные, глины или килы.

А. Боума [Bouma, 1962] описал идеальную последовательность текстур флишевого ритма (рис. 5.21): *a* — градационный интервал; *b* — нижний интервал параллельной слоистости; *c* —

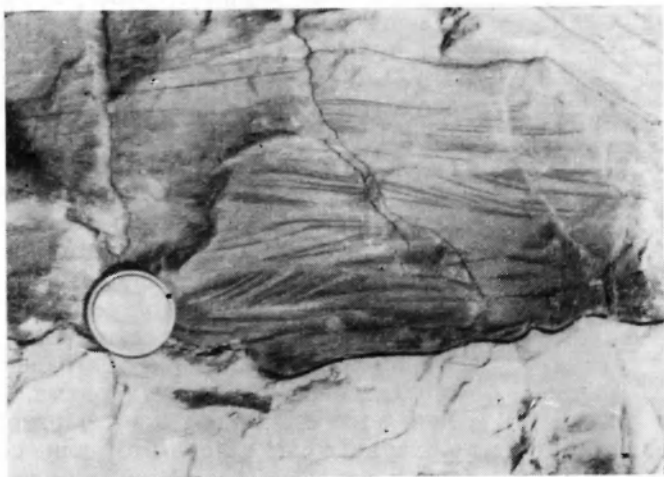


Рис. 5.19. Мелкая перекрестная волнисто-косая слоистость в песчаниках верхнемелового флиша. Мамедова Щель близ пос. Лазаревское, Северо-Западный Кавказ (фото Э. Н. Янова).

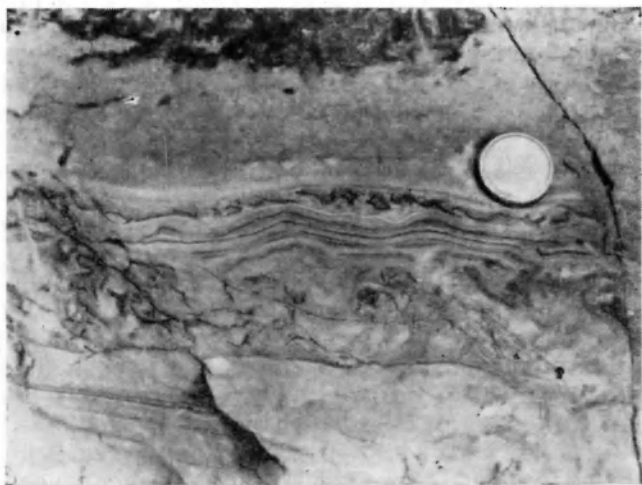


Рис. 5.20. Следы подводного оползания в песчаниках датско-палеоценового флиша. Мыс Кадош, Северо-Западный Кавказ (фото Э. Н. Янова).

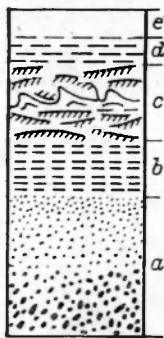


Рис. 5.21. Последовательность текстур флишевого ритма по А. Боума [1962].

горизонтальная слоистость характерна не только для середины I э. р., но и для нижней и верхней его частей. Объяснять это только выпадением из состава ритмов интервалов *a* и *b* нет оснований. По латерали характер слоистости в I э. р. меняется весьма резко. Так, например, Н. Б. Вассоевич [1948], проследив на протяжении более 3 км I э. р. одного из ритмов киязинского (верхнесенонского) флиша в Азербайджане, установил, что на протяжении первых 150 м весь I э. р. (мощностью 20—30 см) микрогоризонтальнослоист, затем в его верхах и низах появляются зоны наклонной слоистости (первая из них прослеживается на 250—300 м), далее на протяжении 400—500 м весь слой остается микрополосчатым, затем вновь у его кровли отмечается зона наклонных слойков и т. д., а на расстоянии 2500—3000 м от начального пункта наблюдений косая слоистость проявляется уже в средней части I э. р.

Текстуры пород и строение флишевых ритмов при геологическом картировании могут быть использованы для определения нормального и опрокинутого залегания слоев. Весьма ценны для подобных наблюдений флишевые гиероглифы. Различаются собственно гиероглифы — неровности на нижней поверхности слоев зернистых пород, в том числе слепки неровностей в подстилающем незернистом осадке (проглифы) и следы механического внедрения в него сверху зернистого материала (теггоглифы), а также эпиглифы — неровности на верхней поверхности слоя. Примеры проглифов на нижней поверхности зернистых пород I э. р. приведены на рис. 5.22, 5.23. К ним относятся, в частности, слепки борозд размыва (тирбоглифы), образованных на поверхности осадка донным течением, и слепки борозд волочения разных предметов (ксинмоглифы).

На верхней поверхности пластов песчаников (алевролитов) I э. р. часто наблюдаются биогенные текстуры (биоглифы), на-

интервал косой слоистости и ряби течения; *d* — верхний интервал параллельной слоистости; *e* — пелитовый. Интервалы *a*, *b*, *c* — песчаные, а *d*, *e* — глинистые.

Р. Уолкер [1967 г.] предложил, используя выпадение в неполных ритмах некоторых текстурных интервалов, выделенных А. Боума, индекс  $ABC: A + \frac{1}{2} B$ , где *A* — процент ритмов, начинающихся с интервала *a*, а *B* — с интервала *b*. Однако последовательность интервалов, предложенная А. Боума, хотя и довольно широко используется, не является универсальной, в частности косослоистые серии одинаково распространены и в верхах первого элемента ритма, и в нижних его частях, равным образом гори-





Рис. 5.22. Слпки борозд размыва, выполненные грубообломочным материалом, в подошве пласта песчаника среднеордовикской флишовой бекейской свиты Южного Казахстана. Чу-Илийские горы (фото И. Ф. Никитина).

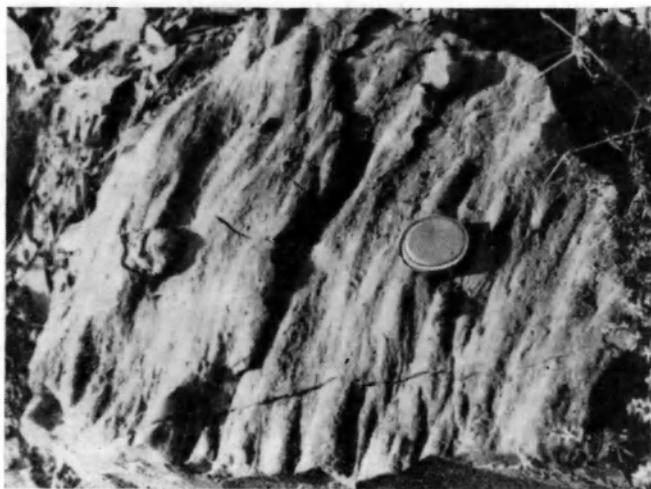


Рис. 5.23. Слпки борозд размыва в подошве пласта песчаника датского флиша. Бабанова Щель, Северо-Западный Кавказ (фото Э. Н. Янова).

пример следы жизнедеятельности червей (рис. 5.24), следы ползания гастропод (рис. 5.25) и др., а также знаки ряби течений в плане волнистые, дугообразные, иногда почти прямолинейные, знаки волновой ряби, в том числе интерференционной прямоугольно-сетчатой, а также сложные мелкие гряды течения (рис. 5.26).

Выше дана обобщенная характеристика типичного флишевого ритма, но часто реальные ритмы имеют более сложное строение. Градационная слоистость может вообще отсутствовать, или происходит скачкообразное изменение зернистости обломочного материала: на песчаниках первого элемента флишевого ритма с резкой границей залегают алевролиты или непосредственно аргиллиты, а то даже мергели или известняки, принадлежащие к тому же ритму. Верхняя часть пласта песчаника в таких случаях часто несет валообразные неровности и знаки ряби. Существуют и сложные ритмы, в которых число элементов больше трех. Например, полные ритмы кампанского флиша на р. Аше (рис. 5.27) имеют вид: песчаник → аргиллит → известняк → аргиллит, к тому же в известняковом элементе ритма отмечаются тонкие прослои аргиллита, а в аргиллитовых элементах — мергеля и т. д.

Во флише обычно наблюдается ритмичность нескольких порядков, например в таврическом флише Крыма до шести порядков [Логвиненко Н. В., Ритенберг М. И., 1971 г.]. Происхождение флишевой ритмичности объясняется по-разному. Одни причину ритмичности флишевой седиментации видят в периодичности тектонических движений и связанных с ними импульсов поднятия кордильер [Вялов О. С., 1977 г.], или толчкообразных опусканий дна бассейна [Ладыженский Г. Н., 1973 г.], или обмелений бассейна при накоплении песчаниковых элементов ритма [Чалышев В. И., 1976 г.]. Другие связывают ритмичность с эпизодическим взмучиванием осадков и оседанием их на дно с быстрым уменьшением крупности обломочного материала вверх по разрезу ритма [Келлер Б. М., 1949 г.; Хворова И. В., 1958 г., 1961 г.; Куепен Р. Н., 1950 г., 1959 г., 1967 г., и др.], привлекая для этого цунами или (чаще) мутьевые потоки. В последнем случае флишевые толщи считаются относительно глубоководными, образовавшимися у подножия континентального склона материков. Третьи видят причину ритмичности в колебаниях интенсивности донных течений, разносивших обломочный материал по флишевому трогу [Гроссгейм В. А., 1961 г., 1963 г., 1973 г.; Янов Э. Н., 1976 г.; Hubert J. F., 1967 г.; Rech-Frollo M., 1966 г.].

При геологическом картировании в крупном масштабе обычно необходимо расчленить мощные флишевые толщи на картируемые стратиграфические подразделения. Для этого надо выявить в каждой пачке основной набор литогенетических типов пород и охарактеризовать тип ритмичности. При этом по-



Рис. 5.24. Спиралевидный след червя в палеогеновой флишовой толще. Р. Кура в г. Боржоме (фото Э. Н. Янова).



Рис. 5.25. Следы ползания гастропод на поверхности пласта песчаника в палеогеновой флишовой толще. Р. Боржомка, Грузинская ССР (фото Э. Н. Янова).

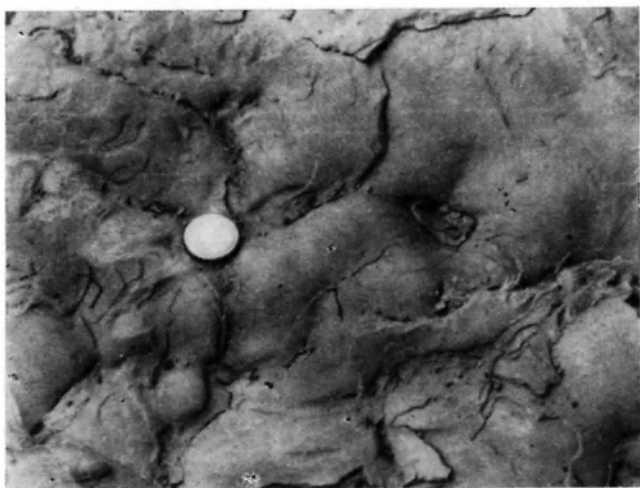


Рис. 5.26. Сложные мелкие гряды течения на верхней поверхности пласта песчаника апт-альбского флиша. Р. Туапсе у пос. Пригородное, Северо-Западный Кавказ (фото Э. Н. Янова).

слойное описание стратиграфических разрезов флишевых толщ, в которых бесконечно повторяются многие тысячи маломощных слоев сравнительно немногочисленных литогенетических типов пород, затруднительно. Для описания разрезов флиша Н. Б. Васюевич [1948] предложил особую форму записи (табл. 5.4).

В таблице  $R$  — суммарная мощность ритма;  $\gamma$  — негативные иероглифы;  $\phi$  — фукоиды типа Chondrites (возможны и другие дополнительные сокращения). В левой колонке таблицы представляются порядковые номера ритмов, описываемых снизу

Таблица 5.4  
ПРИМЕР ОПИСАНИЯ РАЗРЕЗА ФЛИША

Номер ритма	Номер слоя	Мощность подэлемента ритма, см					$R$	Номер образца	
		$Ia$	$Ib$	$IIa$	$IIb$	$III$			
27	$a_{59}-a_{63}$	$\gamma 8,5$	2,4—3,6	11,0	2,6 $\phi$	0,8	25,9	14a <sub>61</sub>	
28	$a_{64}-a_{67}$	—	$\gamma 1,3$	8,6	3,2	0,6	13,7		
29	$a_{68}$ — и т. д.								
$\Sigma$	139	297	42,3	99,8	321,4	137,2	11,4	612,1	
%			6,91	16,30	52,53	22,40	1,86	100 %	

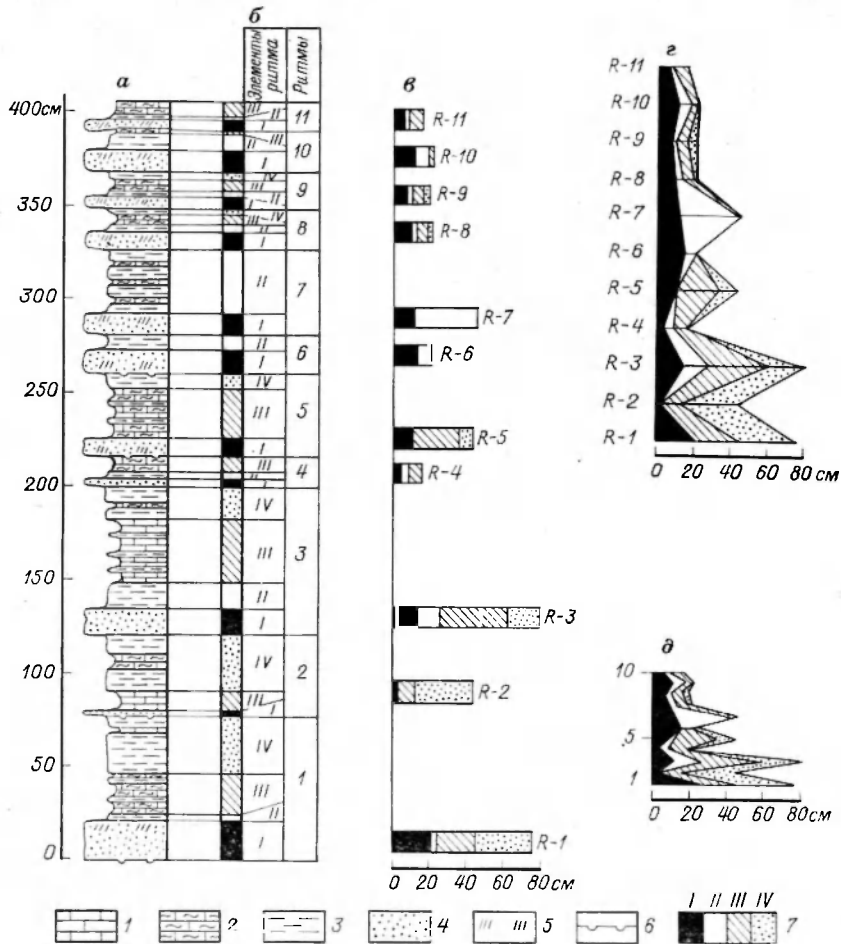


Рис. 5.27. Построение ритмограмм на примере небольшой пачки кампанского флиша на р. Аше у моста на шоссе Сочи—Новороссийск.

*а* — послойный разрез; *б* — флишевая гамма; *в* — построение ритмограммы: *в* — колонки ритмов повернуты на 90°; *г* — колонки заменены линиями, на которых точками намечены границы элементов ритмов (линии проведены на одинаковых расстояниях), ритмограмма получается путем соединения линиями точек, отвечающих отдельным элементам ритмов; *д* — линии, отвечающие разрезам отдельных ритмов, убраны; вертикальный масштаб уменьшен, ритмограмме придан более компактный вид. 1—4 — типы пород: 1 — известняки, 2 — мергели, 3 — аргиллиты, 4 — песчаники; 5, 6 — текстуры: 5 — косая слоистость, 6 — промоины в кровле пластов; 7 — элементы ритмов.

вверх по разрезу (в нашем примере первым описывается 27-й снизу). Вторая слева колонка отведена для порядковых номеров слоев (элементов и подэлементов ритма). Каждая сотня номеров слоев обозначается определенной буквой латинского алфавита (*a*, *b*, *c* и т. д.). В приведенном примере предыдущие 26 ритмов содержали 58 слоев и первый слой 27-го ритма ну-

меруется  $a_{59}$ . Следующие колонки отведены для записи мощностей слоев подэлементов ритмов и дополнительных обозначений. В особой колонке отмечается мощность каждого ритма  $R$ , в последней — номера образцов. В нумерацию образцов входят номер обнажения (в данном случае обнажение № 14) и номер слоя.

В конце описания той или иной пачки суммируется число ритмов и слоев, отдельно суммируются мощности каждого п. э. р. и устанавливается процент суммарной мощности данного п. э. р. от общей мощности пачки. Подсчитывается средняя мощность ритмов, средняя мощность слоев данного п. э. р., число слоев каждого э. р. и п. э. р. и отношение их к общему числу слоев. Иногда определяется процентное содержание ритмов, включающих в себя данный п. э. р., к общему числу ритмов.

В полевых дневниках (или на бланках) предварительно следует подробно описать все литогенетические типы пород флишевой гаммы, а по ходу описания разреза табличные записи обязательно должны сопровождаться зарисовками и описаниями особенностей пород, условий залегания органических остатков и т. д.

Для определения степени типичности флиша Н. Б. Вассоевич ввел основной коэффициент флишевости  $\Phi = (\sum MR - \sum M_{\text{доминирующего п. э. р.}}) / (\sum MR)$ , где  $\sum MR$  — общая мощность пачки, из которой вычитается суммарная мощность слоев основного п. э. р. Обычно типичный флиш характеризуется значениями  $\Phi = 0,6 \div 0,7$ . Резкое увеличение роли одной породы ведет к переходу от флиша к субфлишу и флишоидам.

Дополнительный коэффициент  $f = \sum M_{\text{первого э. р.}} / \sum M_{\text{остальных э. р.}}$  характеризует относительную роль I э. р. по сравнению с ролью всех остальных пород в толще (для наиболее типичного флиша характерны цифры порядка 0,3—0,6).

Графически разрез флишевых толщ удобно показывать в виде ритмограмм (см. рис. 5.27), которые позволяют более объективно выделять в разрезах флишевых толщ пачки, характеризующиеся определенным типом ритмичности, и коррелировать эти пачки в удаленных друг от друга разрезах, что особенно важно при крупномасштабном геологическом картировании.

Прослеживание в процессе съемки флишевых толщ маркирующих слоев и ритмов возможно, но не во всех случаях. Тогда на помощь приходит метод графической коннексии, позволяющий производить детальную корреляцию разрезов флишевых толщ. Путем сопоставления ритмограмм коррелируемых разрезов выявляются характерные совпадающие пики (рис. 5.28). Возможность использования метода графической коннексии обуславливается хорошей выдержанностью слоев во флише, особенно вдоль простиранья флишевых трогов. Правда, отмечается, что по направлению к кордильере число мелких ритмов увеличивается.

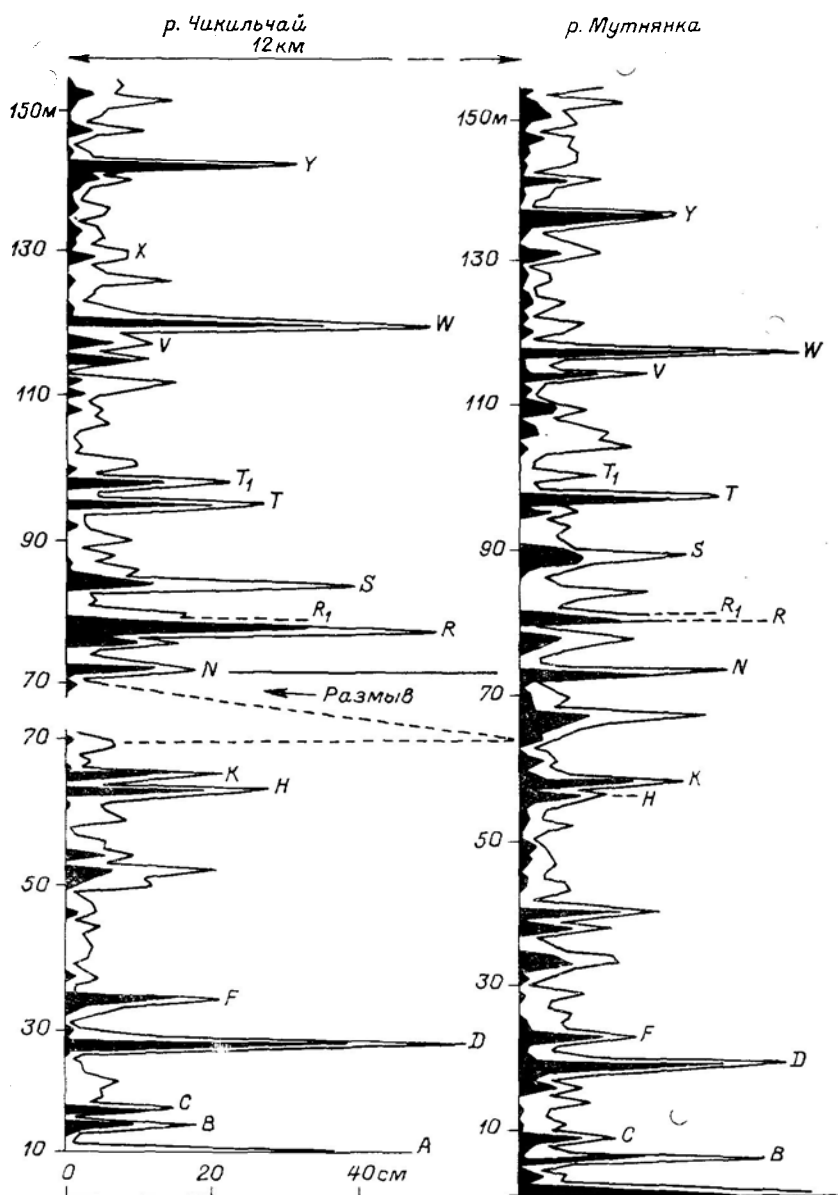


Рис. 5.28. Коннекция двух разрезов кемчинского флиша по Н. Б. Вассоевичу [1948].

Черным зашит график изменчивости мощности первого элемента ритма.

Метод графической коннекции широко использовался С. Л. Афанасьевым [1960 г., 1967 г., 1978 г.] при изучении флиша Кавказа. На Западном Кавказе до 3 км вкрест простирается и до 50 км по простираению флишевых толщ этот метод практически всегда давал хорошие результаты (3/4 всех слоев I э. р. прослеживается в среднем на 30—40 км вдоль простирающегося флишевого трога, 1/2 — на 150 км). При изучении разрезов датских отложений Северо-Западного Кавказа, удаленных друг от друга на расстояния от 20 м до 209 км, С. Л. Афанасьевым подсчитано необходимое число слоев для того, чтобы при заданном уровне значимости и известном расстоянии между сопоставляемыми разрезами отличить истинную коннексию от ложной. Оптимальное число коррелируемых слоев должно быть около 40 (от 12 до 150 в зависимости от расстояния между сопоставляемыми разрезами).

Как упрощенный вариант графической коннекции можно рассматривать метод, разработанный К. Яворовским [1975 г.]. Этот исследователь предложил подсчитывать суммарную мощность песчаных пластов, приняв ее за 100 %, затем вычислять для каждого пласта песчаника процент от общей мощности и составлять диаграмму, в которой по вертикали наносятся номера песчаных пластов снизу вверх, а по горизонтали — процент мощности для соответствующего пласта. Корреляция проводится путем сравнения четких перегибов кривых для различных разрезов.

Маркирующими горизонтами при крупномасштабном картировании областей развития флиша могут служить пласты повышенной мощности, отсутствующие в смежных толщах, слои битуминозных микрослойистых глин (глинистых мергелей, «трескунов» и др.), являющиеся характерными элементами ритмов какой-либо свиты и не встречающиеся в других стратиграфических подразделениях.

Использование палеонтологического метода для определения возраста флишевых толщ имеет некоторые особенности. Как уже указывалось, цельные остатки макрофауны во флише редки. Однако известны находки груборебристых пелеципод и аммонитов в таврической флишевой формации Крыма, в меловом и палеогеновом флише Карпат, аммонитов в юрском флише Болгарии. В некоторых разновидностях ордовикского флиша в Казахстане встречаются граптолиты. Таким образом, поиски макрофауны во флише, особенно в зернистых породах I э. р., небесперспективны, но необходимо выяснить, не переотложены ли органические остатки. В «диком» флише часто встречаются глыбы более древних пород, иногда содержащих органические остатки. Это может привести к ошибочным заключениям о возрасте флишевой толщи.

Более успешным может быть изучение микрофауны: фораминифер, радиолярий, остракод, спикул губок, мелких планк-



тонных водорослей, которые обычно не переотложены и не перебиты в пределах своего биотопа и обладают неплохой сохранностью, тем лучшей, чем меньше размеры отдельных особей. Максимальное количество этих остатков приурочено к зернистым и алевроито-шламовым известнякам, известковистым песчаникам и алевролитам нижней—средней частей элементарных ритмов. Как правило, они отсутствуют в грубообломочных породах основания ритмов и редки в мергельно-глинистых породах верхней части ритмов. Это следует учитывать при отборе образцов на микрофауну. Детальность отбора определяется задачами исследования. При изучении опорных разрезов образцы берут в каждом ритме, а когда закономерности распространения органических остатков в ритмах определенного состава и строения уже известны, опробование может проводиться менее детально.

Весьма характерны для флиша следы жизнедеятельности роющих организмов, а в пиренейском флише Дж. Ф. Манжен [Mangin J. F., 1962 г.] нашел даже следы птицы. Подобные находки не могут быть использованы в биостратиграфических целях, но они важны для палеогеографических реконструкций.

## 5.5. КРЕМНИСТЫЕ ТОЛЩИ

Кремнистые породы по распространенности занимают четвертое место в ряду осадочных образований (после глинистых, обломочных и карбонатных). Они широко развиты во всех регионах Советского Союза как в платформенных, так и в складчатых областях [Методическое пособие. . ., 1981], обильны в докембрии, слагают мощные толщи в палеозое, менее развиты в мезозое и ограниченно распространены среди кайнозойских осадков. Кремнистые породы слагают, как правило, пластовые или линзовидные тела, но встречаются и в виде желваков и конкреций, рассеянных в других породах.

Для платформенных областей обычны терригенно-глинистые толщи, содержащие слои силицитов: опок, диатомитов, трепелов. В подвижных областях наиболее характерными толщами, с которыми связаны кремнистые породы, являются кремнисто-сланцевая, кремнисто-терригенная, органогенно-кремнистая, яшмовая, вулканогенно-кремнистая, железистых кварцитов (джеспилитовая) и др.

Осадочные кремнистые породы образованы аутигенным аморфным или скрытокристаллическим кремнеземом, что затрудняет их изучение при стратиграфических работах. Породы молодого возраста (от меловых и моложе) обычно сложены опалом, породы нижнего и среднего мезозоя — минералами халцедоновой и кварц-халцедоновой групп, а в палеозойских кремнистых породах обычны кварц и реже халцедон. Докембрийские силициты всегда кварцевые.

Основой стратиграфического изучения кремнистых пород является составление стратиграфического разреза, при котором устанавливается последовательность напластования и взаимоотношения силицитов с вмещающими породами.

В условиях платформенных областей характер залегания пластов определяется без особых затруднений. Большие трудности возникают при составлении разрезов в складчатых областях, где породы, как правило, бывают особенно сильно дислоцированы и среди них нередко встречаются опрокинутые складки.

Для определения нормальной последовательности пород, кровли и подошвы слоев особое значение приобретает изучение текстурных и структурных особенностей силицитов и вмещающих их толщ. Литологические особенности кремнистых пород обычно не позволяют установить однозначно характер залегания. Поэтому для определения кровли и подошвы слоя используются вмещающие их осадочные породы. Залегание слоев устанавливается по знакам ряби, волноприбойным знакам, характерным отпечаткам органического и неорганического происхождения: дождевых капель, градин, кристаллов льда, следов жизнедеятельности организмов.

Однако и сами силициты, хотя и достаточно редко, несут некоторые признаки, способствующие определению кровли и подошвы пласта. К ним могут быть отнесены региональные признаки, позволяющие установить общее залегание всей кремнедержавной пачки пород. Например, при изучении вулканогенно-кремнистых толщ выяснено, что наибольшее количество кремнезема привносится в морской бассейн в момент и после извержений с газами и горячими источниками, когда фумарольная деятельность наиболее интенсивна. Этот кремнезем хемогенно-органогенным путем отлагается через некоторый интервал времени на излившихся лавах или на некотором удалении от них. Поэтому достаточно мощные кремнистые пачки (особенно яшмы) залегают выше вулканогенных образований и не несут следов термального воздействия в подошве слоя. Обжиг и следы термометаморфизма силицитов, залегающих на эффузивах, указывают на перевернутое положение пластов и разреза.

Одним из наиболее надежных способов определения кровли и почвы кремнистого пласта является изучение форм конкреций, располагающихся как на поверхности пластов, так и внутри их. Большинство конкреций (85—90 %) имеют неправильную эллипсоидальную форму и бывают более плоскими с нижней стороны (рис. 5.29), а с верхней характеризуются наличием дополнительных выступов. Некоторые из слойков покрывающего пласта обрываются впритык к конкрециям. В некоторых случаях выпуклая сторона конкреции обращена к подошве слоя, однако эти конкреции немногочисленны и имеют меньшие размеры.

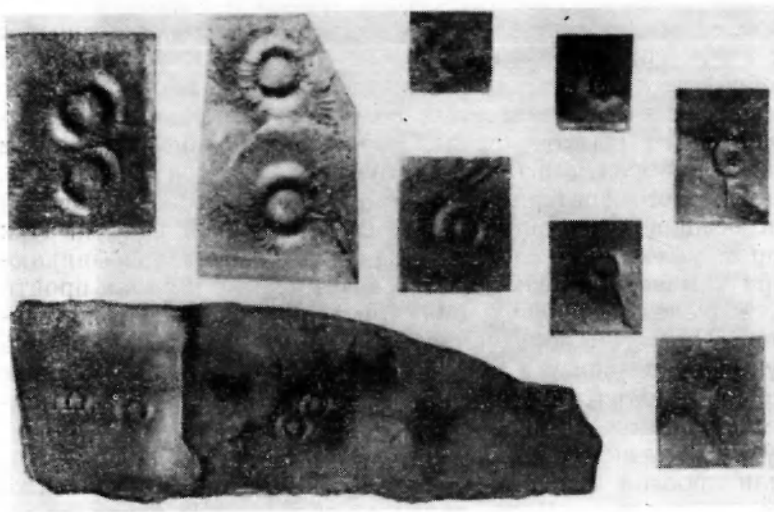


Рис. 5.30. Структура газовых буторков в яшмах горы Бугулыгар. Южная Урал (по Н. П. Малаховой [1967 г.]).

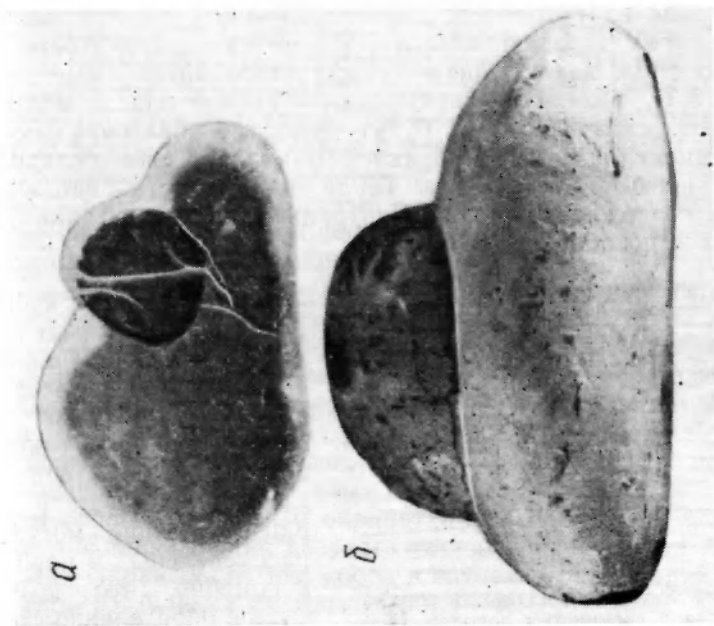


Рис. 5.29. Кремнистые конкреции.  
*a* — прищипованная поверхность сечения; *б* — внешний вид. Сахарский Атлас. Фото В. Н. Кондитерова. Нат. величина.

Практика показывает, что для вполне определенного вывода об условиях залегания пласта надо просмотреть не менее 10 конкреций.

Определить кровлю слоя в кремнистых породах позволяет также структура бугорков с ямками (рис. 5.30). Такая структура образуется при выделении из осадка пузырьков газа, что часто наблюдается в застойных водоемах. Пузырьки газа, выделяющиеся из рыхлого осадка, при достижении поверхности взрываются, образуя небольшой бугорок с ямкой («кратер»). Отпечаток этого кратера, получаемый при отложении новой порции осадка, дает характерный соскообразный выступ. При некотором уплотнении осадка, когда пузырьки газа, возникающие при химических реакциях в осадке, уже не в силах пройти сквозь вышележащий слой, они могут лишь слегка приподнять его. При этом образуются небольшие пустотки, имеющие плоскую границу снизу и чуть выпуклую сверху. В дальнейшем они могут сохранять свою форму, будучи заполнены вторичными минералами.

Изучая кремнистые породы, геологи нередко наблюдают участки или прослои брекчированных кремнистых пород, а также мелкую складчатость. Часто причиной образования таких структур могут быть тектонические движения, а в ряде случаев и оползневые явления, вызванные либо гравитационными силами на склонах подводного рельефа, либо моретрясениями, особенно частыми в местах вулканических проявлений.

Одним из признаков, характеризующих положение пласта кремнистых пород, может служить мелкая складчатость оползневого типа, заключенная между горизонтальными слоями (рис. 5.31, 5.32). По направлению к кровле пласта мелкие интенсивно смятые слойки будут срезаться горизонтально залегающими слоями. По направлению к почве слоя складчатость довольно быстро затухает. Такая складчатость наблюдалась среди палеозойских пород Центрального Сихотэ-Алиня [Методическое пособие... , 1981].

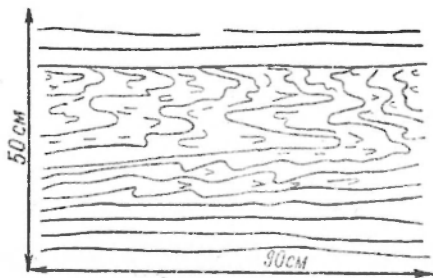


Рис. 5.31. Мелкая складчатость оползневого типа в кремнистых породах. Центральный Сихотэ-Алинь.

Ряд признаков, позволяющих установить кровлю и почву пласта, может наблюдаться лишь в шлифах и пришлифовках. В данном случае необходим отбор ориентированных образцов в поле. В слоях силицитов, где присутствуют радиолярии, последние могут быть распределены в породе закономерно, что позволяет вполне определенно судить о нормальном или опрокину-

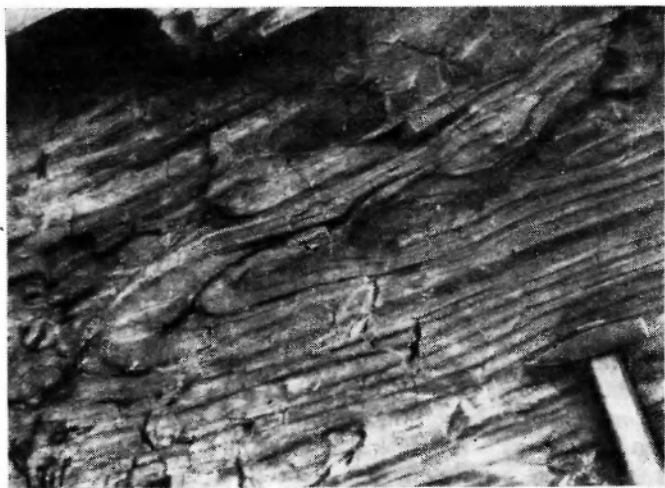


Рис. 5.32. Складчатость оползневого типа в кремнистых породах. Приморский край. Фото В. Н. Кондитерова.

том залегании пласта. Накопление слойков с обильными радиоляриями вслед за слойками, не содержащими их скелетов, вызывается обычно гибелью радиолярий в связи с резкой сменой условий их обитания. В этом случае скелеты радиолярий опускаются на дно, покрывая ранее образовавшийся осадок и выполняя все его неровности и углубления. При этом в нижней части осадка, образующегося вместе с накоплением скелетов радиолярий, наблюдается основная их масса. К верхней части слойка количество скелетов радиолярий быстро уменьшается, вплоть до полного их исчезновения. В самой массе радиолярневых скелетов нередко можно наблюдать некоторую сортировку по размерам. Крупные формы обогащают самый низ осадков. Иногда такие же закономерности можно наблюдать и в поведении глинистого и алевроитового материала в кремнистых осадках.

В силицитах редко встречаются остатки макрофауны, поэтому основной упор при поисках органических остатков делается на микрофауну и микрофлору. Часто породы без видимых органических остатков содержат большое количество микрофоссилий. Для проведения микропалеонтологического анализа необходимо отбирать из плотных пород образцы для изготовления палеонтологических прозрачных шлифов и пришлифовок. Из слабосцементированных и рыхлых пород надо отбирать образцы для последующей отмывки и обработки в лаборатории. Особое значение для определения возраста твердых кремнистых пород имеют радиолярии. Методика сбора и изучения радиолярий описана в работах А. И. Жамойды [1960, 1972].

В последние годы в стратиграфии кремнистых толщ палеозойского возраста большое значение приобрели конодонты

[Пучков В. Н., 1979]. Они встречаются в самых разнообразных по окраске кремнистых породах, так же как и радиолярии, могут быть обнаружены в поле при просмотре смоченных водой образцов прозрачных и полупрозрачных кремней с помощью 6- и 10-кратной полевой лупы.

Мощные раннегеосинклинальные кремнистые и кремнисто-вулканогенные толщи, широко распространенные в Центральном Казахстане, долгое время считались кембрийскими или даже докембрийскими и не поддавались расчленению. Открытие конодонтов в этих отложениях позволило доказать их ранне-среднеордовикский (аренигский и лланвирнский) возраст, открыло путь к упорядочению их стратиграфии, обеспечило выделение детальных, картирующихся в крупном масштабе, стратиграфических подразделений.

Среди остатков растений, встречающихся в кремнистых породах, особое место занимают диатомовые водоросли. Они с достоверностью известны с мелового периода, но только в палеогене достигли широкого распространения и иногда образуют пласты диатомита. Это очень мелкие микроскопические организмы, поэтому при отборах проб и их обработке должна соблюдаться аккуратность.

Кроме радиолярий, конодонтов и диатомовых водорослей в кремнистых образованиях можно встретить фораминифер, силикофлагеллат и остатки других организмов.

Большую роль при стратиграфических исследованиях в областях развития кремнистых пород играет выделение маркирующих горизонтов, которые помогают коррелировать пласты силицитов [Методическое пособие. . ., 1981]. Это могут быть пласты с характерными включениями глинистых пород, слои, обогащенные гранатом, марганцем, несущие в себе различные конкреции, иероглифы. Маркирующими могут быть и слои туфов, и покровы лав, залегающие в непосредственном контакте с кремнистыми породами.

Корреляция кремнесодержащих толщ проводится обычно по палеонтологическим данным, поскольку кремнистые породы и даже кремнистые толщи существенно различного возраста нередко довольно сходны. Однако кремнистые осадки, как правило, бедны органическими остатками, поэтому большую роль при корреляции имеют наблюдения над характерными структурно-текстурными особенностями, отмеченными выше.

Наряду с литологическими большое значение имеют геофизические и геохимические методы. Изучение физических свойств кремнистых пород помогает правильной интерпретации физических полей (особенно в закрытых районах) и в конечном итоге корреляции слоев и толщ силицитов. Такие породы, как диатомит, трепелы, опоки, обладают незначительной плотностью и легко выделяются и прослеживаются по данным геофизики. Кроме того, большинство силицитов немагнитны и легко отли-

чаются от вмещающих пород по магнитной восприимчивости. Однако в разрезах геосинклинального типа в ассоциации с вулканогенными породами основного и среднего состава, особенно в непосредственной близости к вулканическим центрам, встречаются яшмы и лидиты, обладающие повышенной намагниченностью. Такие разности обычно окрашены в красные, бурые, коричневые и черные тона. Иногда они ассоциируют с вулканогенными гематит-магнетитовыми рудами. Изучение их магнитных свойств имеет большое значение как для расчленения и корреляции разрезов, так и для познания закономерностей их образования.

Корреляция кремнистых слоев по геохимическим данным производится уже в камеральный период, когда обработаны результаты спектрального и химического анализов, в том числе с помощью ЭВМ. Если наблюдается четкая мелкая ритмичность в кремнистой толще, то целесообразно отбирать пробы из глинистых или сланцевых прослоев, так как эти прослои несут в себе более богатый комплекс элементов. Однако экспериментальным путем доказано, что корреляционные связи между элементами в чистых силицитах и в глинистых породах, залегающих в прослоях между кремнистыми слоями, одинаковы.

Дополнительным критерием для корреляции кремнистых пород в камеральный период могут служить данные электронно-микроскопического изучения силицитов (метод реплик). Установлено, что для единого пласта силицитов характерно наличие однотипных реплик в пределах первых километров по простирацию. Однообразие реплик может сохраняться и на более значительных расстояниях при отсутствии факторов, метаморфизирующих породу.

Проведенные в Центральном Сихотэ-Алине работы показали, что в маломощных пластах (мощность 2—5 м) и отдельных пачках тонкопереслаивающихся силицитов характерные особенности структуры и состава пород сохраняются полностью на расстоянии 8—10 км. В то же время отдельные пачки слоистых силицитов, разделенные мощными (300—500 м) слоями других пород, имеют или могут иметь определенные, иногда существенные различия. На одном из изученных участков в районе пос. Ариадное развиты кремнистые породы, макроскопически весьма сходные между собой, но разделенные пачкой терригенных пород мощностью 400 м. В обоих случаях макроскопически кремнистые породы серого, зеленовато-серого, темно-серого цвета, обычно слоистые и плитчатые из-за тонких прослоев глинистых сланцев. Детальное изучение этих пород под электронным микроскопом показало, что они значительно различаются. Образцы первой пачки кремнистых пород представляют собой типичную яшму с разнородной полнокристаллической структурой, сложенную чистым кварцем (рис. 5.33). Породы второй пачки силицитов относятся к типу лидитов, со-

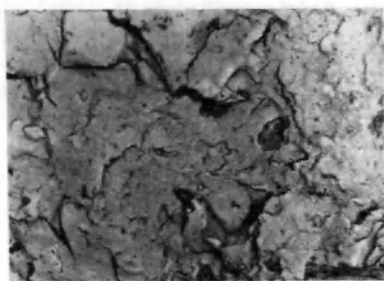
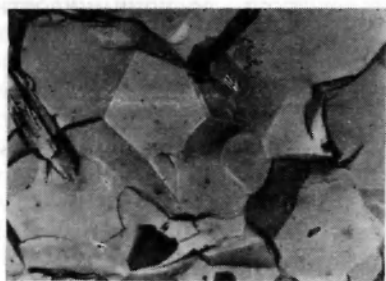


Рис. 5.33. Полнокристаллическая структура яшмы (порода сложена кварцем).  
Из колл. В. Н. Кондитерова.

Реплика,  $\times 5000$ .

Рис. 5.34. Неполнокристаллическая структура лидита (порода сложена халцедоном, местами переходящим в кварц). Из колл. В. Н. Кондитерова.

Реплика,  $\times 5000$ .

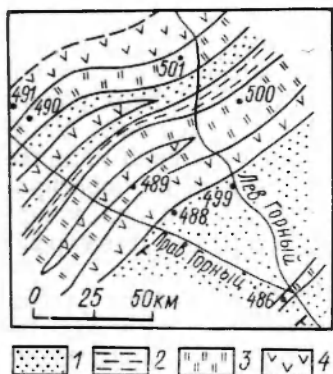


Рис. 5.35. Схематическая геологическая карта распространения кремнистых пород в пизовьях ручьев Правый и Левый Горный. Приморский край (по В. Н. Кондитеру).

1 — песчанки; 2 — алевролиты; 3 — кремнистые породы; 4 — вулканиты. Цифры на схеме — номера точек привязки маршрута.

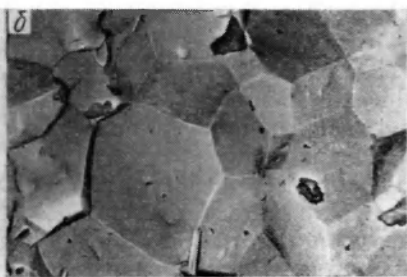


Рис. 5.36. Кварцевая кремнистая порода с равномернoзернистой новакулитовой структурой. Из колл. В. Н. Кондитерова.

Реплика. а —  $\times 5000$ ; б —  $\times 2000$ .



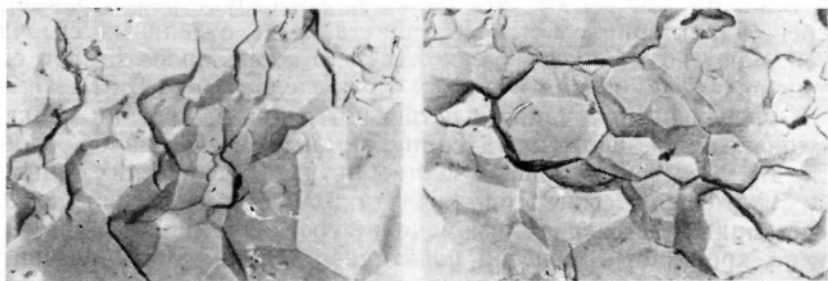


Рис. 5.37. Кварцевая кремнистая порода с неравномернозернистой яшмовидной структурой. Из колл. В. Н. Кондитерова.

Реплика,  $\times 5000$ .

стоят из халцедона, местами переходящего в кварц (рис. 5.34). При этом отдельные участки имеют более четко выраженный кварцевый или халцедоновый состав, но ни одна из реплик не оказалась сложеной чистым кварцем или халцедоном. Аналогичная картина наблюдалась и на других изученных участках этого района.

Характер структуры и состав, определенный в репликах, совершенно не зависят от окраски пород или типа скола (по слоистости, перпендикулярно к слоистости), но зависят от степени метаморфизма породы. Обычно в одном регионе развиты кремнистые породы близких или сходных структур. Например, среди полнокристаллических пород наиболее типичны яшмовые неравномернозернистые структуры, но среди них могут быть и прослои кремнистых пород с равномернозернистой новакулитовой структурой. Такой случай мы наблюдаем в Приморском крае (бассейн р. Горной). Для сопоставления кремнистых пород были исследованы методом реплик силициты, развитые в низовьях ручьев Левый и Правый Горный (рис. 5.35). По бортам долин этих ручьев и на их водоразделе обнажаются вулканогенно-осадочные породы, среди которых наблюдаются прослои силицитов. Детальное изучение состава и структурных особенностей кремнистых пород под электронным микроскопом показало, что породы, обнаженные в точках наблюдения 489 и 500, имеют практически одинаковое строение, а образцы из обнажений 490 и 501, сходные между собой, несколько отличаются от них. На рис. 5.36 видно, что в первых двух обнажениях кремнистые породы сложены чистым кварцем с четкой равномернозернистой новакулитовой структурой и хорошей огранкой кристаллов. Размер зерен в образце 489 (рис. 5.36, б) 2—3 мкм, а в образце 500 (рис. 5.36, а) 6—8 мкм. Породы из обнажений 490 (рис. 5.37, а) и 501 (рис. 5.37, б) также сложены чистым кварцем, однако имеют повсеместно неравномернозернистую яшмовую структуру. Размер зерен колеблется в значительном диа-

пазоне: от 1 до 7 мкм. Эти изменения в структурах и размере зерен, характерные для всего пласта, а не отдельных его частей, дают возможность более надежно коррелировать слои силицитов на небольших участках (в пределах 10—12 км).

Определенные трудности встречаются при выделении мелких подразделений, сложенных силицитами (подсвит, пачек, слоев и т. д.), в составе основных местных стратиграфических единиц. За стратиграфические границы таких подразделений чаще всего принимается резкое изменение состава толщи (например, смена кремнисто-глинистой пачки терригенной алевро-песчанистой или карбонатной, появление в разрезе вулканогенных пород). Необходимо подчеркнуть, что оценка постоянства положения границы возможна только при изучении многих разрезов в результате внимательного прослеживания выделенных подразделений по простирацию.

## 5.6. ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Вулканогенные толщи, распространенные на значительных площадях, являются суммарным продуктом деятельности многих вулканов. В областях современного и недавнего вулканизма, где денудационный срез вулканических сооружений невелик, вулканогенные толщи всегда удается расчленить по принадлежности к определенным группам вулканов, т. е. установить сферы влияния отдельных вулканов. Но такие вулканы редко встречаются в областях древнего вулканизма (рис. 5.38). В связи с большим денудационным срезом древние вулканы в большинстве случаев разрушены, а более глубокие части вулканических построек оказываются значительно преобразованными в процессе магматогенной тектоники. Вследствие нарушения первичных форм залегания вулканогенных и довулканических пород в областях древнего вулканизма основными структурными формами вулканов являются локальные вулcano-тектонические структуры: куполовидные поднятия фундамента вулканов, кальдеры обрушения и оседания (обращенные вулканические постройки), вулcano-тектонические депрессии (мульды проседания) и такие же по происхождению формы, свойственные линейным вулканам, — вулcano-тектонические горсты и грабены [Методическое пособие... , 1980]. Площадь этих структур обычно соответствует площади вулканов или превышает ее.

Для того чтобы расшифровать стратиграфию вулканогенных толщ в какой-либо вулканической зоне, необходимо изучить стратиграфию отдельных вулканических построек и соответствующих им вулcano-тектонических структур, являющихся как бы опорными «стратиграфическими ячейками». Разрез наиболее типичной из них может быть выделен в качестве стратотипического разреза соответствующих вулканогенных отложений. Вы-

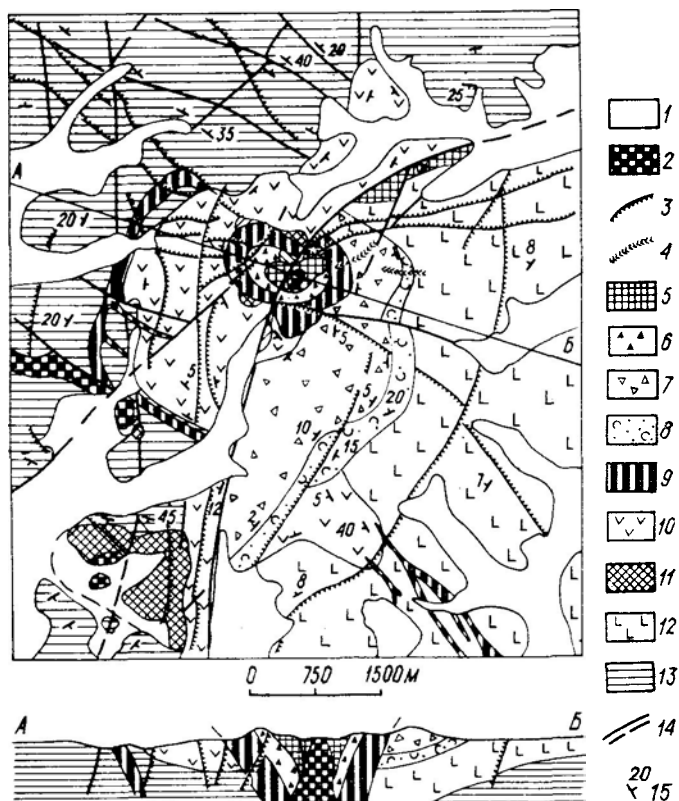


Рис. 5.38. Схема строения пермского вулкана Жантау. Центральный Казахстан.

1 — рыхлые отложения; 2—10 — образование стратовулкана (5-я фаза деятельности вулкана: 2 — мелкие тела сиенит-порфиров, 3 — радиальные и кольцевые дайки сиенит-порфиров; 4-я фаза: 4 — дайки трахилипаритов, 5 — экструзии трахилипаритов; 3-я фаза: 6 — агломератовые лавобрекчи трахилипаритов жерловой фации, 7 — агломератовые туфы и туфолавы трахилипаритов покровной фации, 8 — тонкослойные туффиты и туфы; 2-я фаза: 9 — трахилипариты центрального нека, кольцевой интрузии и радиальных даек, 10 — лавы и туфолавы трахидацитов и трахилипаритов покровной фации); 11, 12 — образования щитового вулкана, 1-я фаза (11 — некки и реликты неков андезитов и андезито-базальтов, 12 — базальты, андезито-базальты и андезиты покровной фации); 13 — породы фундамента вулкана; 14 — разрывные нарушения; 15 — элементы залегания.

деление такого разреза — это обычно заключительная фаза стратиграфического изучения группы вулканов и вулканотектонических структур. На первой стадии изучения по литолого-фациальной общности пород выделяются вулканогенные толщи и пачки, которые в дальнейшем объединяются в свиты и под-свиты.

Вулканогенной свите обычно отвечает толща, сформированная за период деятельности группы разновозрастных длительно развивавшихся вулканов, формирование которых обычно происходит в несколько последовательных стадий: щитового вул-

кана, стратовулкана, соммы-вулкана [Методическое пособие... 1980]. Время деятельности вулканов, а следовательно, и формирования толщ, выделяемых в свиты, составляет сотни тысяч — первые миллионы лет; это обычно намного меньше по сравнению с временными интервалами накопления свит осадочных пород. В подсвиты соответственно выделяют пачки вулканогенных пород, образованные на определенной стадии развития однотипных вулканов. Площадь распространения одной свиты обычно ограничена рамками одной тектоноформационной зоны (прогиба, поднятия и т. д.), в пределах которой на определенном этапе развития вулканы действовали относительно синхронно, а вулканические продукты характеризовались сравнительным единообразием.

Специфика стратиграфических исследований в областях распространения вулканогенных образований определяется также значительной фациальной изменчивостью вулканитов по латерали, подразделяемой на региональную и локальную.

Региональная изменчивость зависит от характера деятельности вулканов, толщи которых в совокупности составляют свиту, и уровня синхронности их развития. Разрезы, характеризующие крупные вулканические постройки, отстоят друг от друга в среднем на 20—30 км (при колебаниях от 5 до 50 км). Такие разрезы могут различаться химическим составом вулканитов, образовавшихся на разных стадиях деятельности вулканов, например толщи вулканов Ключевского и Безымянного (андезито-базальты и андезиты), Авачи и Карымского (андезито-базальты и андезито-дациты, дациты). В связи с разновременностью начала формирования вулканических построек соседние вулканы в одно и то же время могут находиться на различных стадиях своего развития (например, докальдерной и посткальдерной), в результате чего на двух соседних участках одновременно могут образоваться существенно эффузивная и существенно пирокластическая толщи. Региональная изменчивость вызывается и одновременным формированием в непосредственной близости субаэральных и субаквальных вулканогенных осадков (например, в пределах Большой Курильской дуги). Для учета региональной изменчивости требуется стратиграфическая характеристика каждого крупного вулкана (вулcano-тектонической структуры). Выделение последних возможно лишь при тщательном фациальном и структурном анализе площадей распространения вулканогенных образований. Таким образом, стратиграфические исследования вулканитов должны сопровождаться фациальными и структурными исследованиями этих образований.

Корреляцию разрезов отдельных вулканов во всех вышеупомянутых случаях проводят с помощью маркирующих горизонтов, а также фауны, флоры или, что бывает чаще, на основе выделения пачек, характеризующих определенные стадии раз-

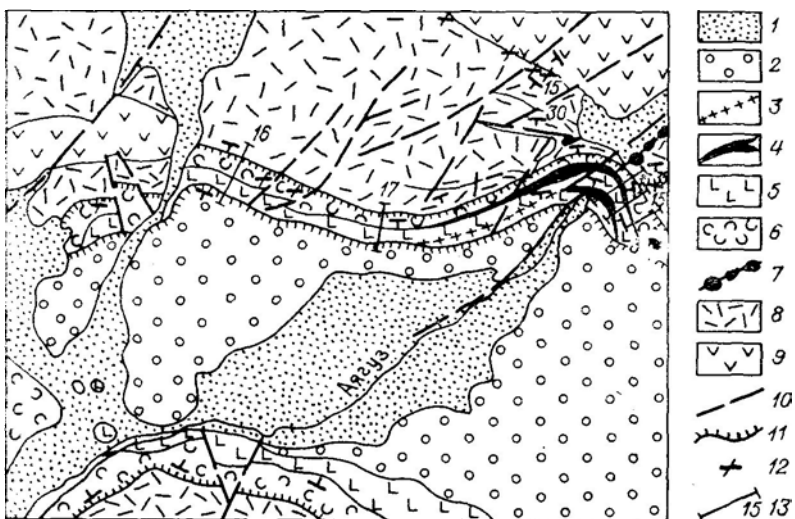


Рис. 5.39. Геологическая схема Курайлинской вулcano-тектонической структуры. Центральный Казахстан.

1 — четвертичные отложения; 2 — верхний триас, конгломераты; 3 — силлы липаритовых порфиров; 4 — силлы трахандезитов; 5 — нижний—средний триас, толща оливиновых трахизальтов; 6 — нижняя и верхняя пермь, пестроцветная толща кислых туфов и игнимбритов; 7 — пермо-карбоновые неки кислых эффузивов; 8 — верхний карбон—нижняя пермь, калдарская свита, трахидацитовые порфиры, их туфы, туффиты; 9 — средний—верхний карбон, кергетаская свита, дацито-липаритовые лавы; 10 — разрывные нарушения; 11 — стратиграфическое несогласие; 12 — места сборов ископаемой флоры и фауны; 13 — разрезы.

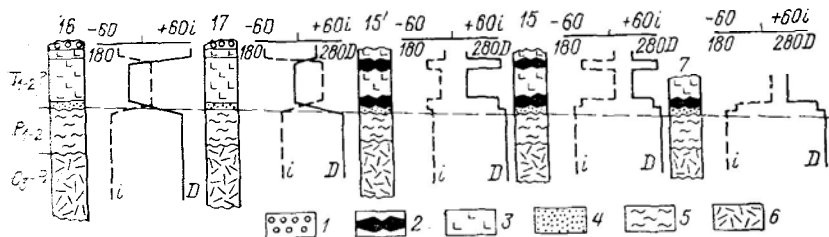


Рис. 5.40. Схема корреляции разрезов верхнего карбона—триаса северного крыла Курайлинской структуры.

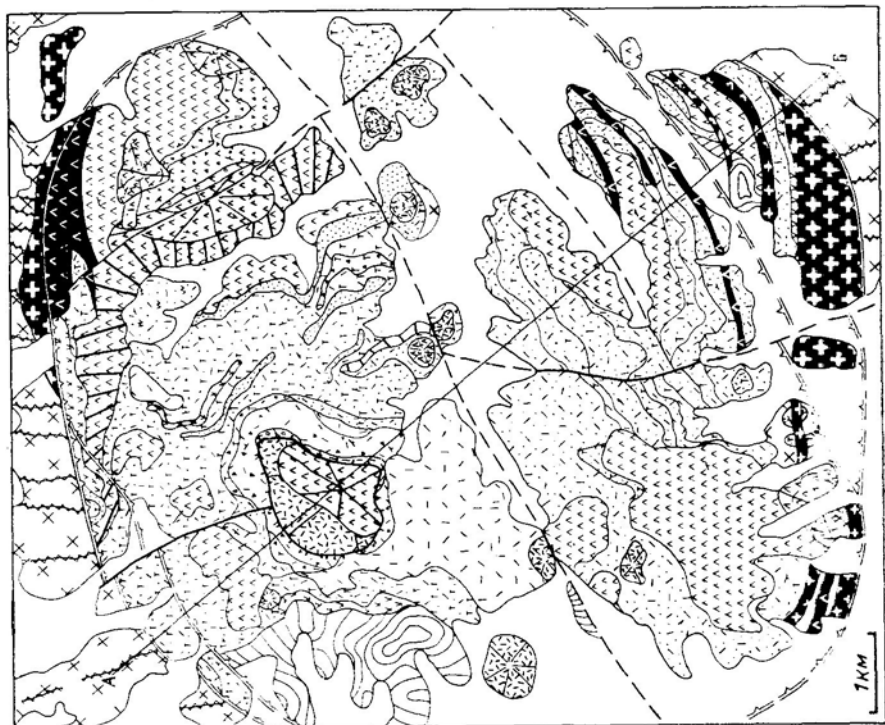
1 — конгломераты; 2 — силлы трахандезитов; 3 — оливиновые трахизальты; 4 — мелкогалечные конгломераты и песчаники; 5 — кислые туфы и игнимбриты; 6 — туфы и лавы трахидацитового состава. D — склонение, i — наклонение вектора естественной остаточной намагниченности пород.

вития вулканов. Так, стадию щитовой постройки характеризуют существенно эффузивная пачка основного—среднего состава, стадию стратовулкана — полифациальная, довольно пестрая по химическому составу вулканитов пачка, кальдерную — значительные по мощности и довольно однообразные умеренно кислые и кислые игнимбрилоподобные туфы и туфолавы. При синхронном развитии вулканов вышеупомянутые пачки распространены регионально и обычно выделяются в качестве подбит (рис. 5.39, 5.40).

Рис. 5.41. Фациально-геологическая карта стратовулкана Тунгар, Центральный Казахстан.

1 — рыхлые отложения; 2, 3 — кольцевой комплекс гиабиссальных интрузив пермского возраста; 4 — алякситовые граниты, 3 — гранит-порфиры; 4—13 — кергетасский вулканогенный комплекс среднего-позднего карбона; 4—8 — верхний подкомплекс (4 — трахидиорито-дациты и граносиенит-порфиры, 5 — трахидиорито-дациты и граносиенит-порфиры, 6 — трахидиорито-дациты, 7 — трахидиорито-дациты и граносиенит-порфиры, 8 — трахидиорито-дациты и граносиенит-порфиры); 9 — трахидиорито-дациты и граносиенит-порфиры; 10 — липариты; 11 — липариты фации экструзивных куполов, 12 — андезиты и андезито-дациты эффузивной фации, 13 — туф-фито-алевролиты; а — фации кратерных озер, б — удаленных пирокласто-осадочных фаций); 14, 15 — породы фундамента вулканической постройки; 14 — гранодиориты (а), дайки гранодиорит-порфиров (б) балхашского интрузивного комплекса раннекаменноугольного возраста, 15 — песчаники и алевролиты силурийского возраста; 16 — агломеративные туфы тефровой фации (а), агломеративные туфы (б); 17 — лавобрекчия; 18 — графитово-псаммитовые, реже песчитоидные туфы тефровой фации; 19 — сферолитовые лавы прикратерной лавы вулкана (а), вторичные кварциты (б); 20 — элементы залегания пород (а) и флюидальность (б); 21 — разрывные нарушения, установленные (а) и предположенные под разрывами отложениями (б); 22 — кальдерные впадины (а) и конусы главного жерла вулкана (б).

- 1 [white box]
- 2 [cross-hatch pattern]
- 3 [cross-hatch pattern]
- 4 [cross-hatch pattern]
- 5 [cross-hatch pattern]
- 6 [cross-hatch pattern]
- 7 [cross-hatch pattern]
- 8 [cross-hatch pattern]
- 9 [cross-hatch pattern]
- 10 [cross-hatch pattern]
- 11 [white box]
- 12 [cross-hatch pattern]
- 13 [cross-hatch pattern]
- 14 [cross-hatch pattern]
- 15 [cross-hatch pattern]
- 16 [cross-hatch pattern]
- 17 [cross-hatch pattern]
- 18 [cross-hatch pattern]
- 19 [cross-hatch pattern]
- 20 [cross-hatch pattern]
- 21 [cross-hatch pattern]
- 22 [cross-hatch pattern]

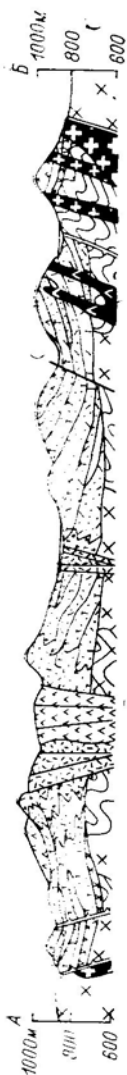


Локальная изменчивость создается за счет невыдержанности вулканогенных фаций в пределах отдельных вулканических построек. Она зависит главным образом от типа вулканов и палеогеографических условий их деятельности (на суше или в море). В пределах щитовых вулканов эта изменчивость незначительная. Во всех разрезах вне зависимости от их удаленности от жерловины преобладают лавы, и только в периферийных разрезах за пределами склонов построек заметную роль играют вулканогенно-осадочные породы.

Для стратовулканов и комбинированных двойных стратовулканов (типа Сомма-Везувий), осложненных вершинными и периферическими кальдерами, характер разреза в зависимости от его положения относительно центра постройки существенно меняется. В прижерловой зоне это будут преимущественно лавовые и грубопирокластовые образования, в зоне склонов — смешанные лавово-туфовые с участием пирокласто-осадочных пород, в районе подножия вулканов — преимущественно пирокласто-осадочные отложения с очень небольшим участием лав (рис. 5.41). Степень стратифицированности вулканогенных толщ обусловлена удаленностью их от жерла. В прижерловой зоне вулкана она, как правило, будет наименьшей, в периферийной — наибольшей. Для стратовулканов обычно достаточно пестрая фациальная картина и по вертикали, обусловленная непостоянством характера вулканической деятельности во времени. Следует учитывать и изменение во времени химизма лав одного вулкана, связанное с процессами дифференциации в промежуточных магматических камерах. В результате состав эффузивов в разрезе одного вулкана может изменяться от базальта до андезита или от андезита до дацита.

Физико-географические условия влияют на характер переноса вулканогенного материала и его накопление. В подводной обстановке пирокластический материал чаще смешивается с осадочным, в связи с чем для морских толщ характерно частое переслаивание туффитов и вулканомиктовых пород. На распределение пирокластического материала оказывают влияние морские течения, и ареалы распространения морских туфовых отложений обычно значительно вытянуты.

В наземных условиях роль осадочных пород в вулканогенных толщах меньше, а сами ареалы



распространения туфовых накоплений (особенно псаммитовых и алевритовых туфов) более изометричны или слегка вытянуты в направлении ветров, господствовавших в период вулканизма.

В соответствии с вышеприведенными факторами локальная изменчивость будет проявляться в существенном изменении характера разрезов вкрест простирания толщ через 5—10—15 км друг от друга. Число разрезов, необходимых для характеристики отдельного крупного вулкана (вулcano-тектонической структуры), составляет в среднем 3—5. Корреляция таких разнофациальных разрезов ведется с учетом закономерностей распределения вулканогенных фаций по химическому составу пород, их петрографических, минералогических и геохимических особенностей. В результате изучения серии частных разрезов в «элементарной стратиграфической ячейке» выделяются более дробные стратиграфические подразделения: толщи, пачки, слои. Если выделенные подразделения характерны и для других структур вулканов внутри данной вулканической зоны, они могут быть объединены в местные стратиграфические подразделения: свиты и подсвиты.

Итак, в основе изучения вулканогенных отложений, так же как и других, при крупномасштабных геологосъемочных работах лежит решение двух главных стратиграфических задач: 1) расчленение отложений на отдельные картируемые свиты, подсвиты, толщи и пачки и 2) корреляция разрезов выделенных стратиграфических подразделений на картируемой площади и сопоставление их с соответствующими региональными и общими стратиграфическими подразделениями.

### 5.6.1. СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Вулканогенные образования складчатых областей характеризуются значительно большей фациальной изменчивостью по сравнению с вулканитами платформ.

**Расчленение вулканогенных толщ.** Выполняется по литолого-петрографическим признакам, химическому составу и геохимическим особенностям пород, а также по остаткам фауны и флоры. Об этом подробно написано в соответствующих методических руководствах и пособиях [Методические указания..., 1971; Методическое руководство..., 1978; Методическое пособие..., 1980; Коптев-Дворников В. С. и др., 1967 г., и др.].

В основном расчленение вулканогенных пород производится по литолого-петрографическим признакам: выделяются свиты, подсвиты и пачки, выдержанные по парагенезисам слагающих их пород в пределах элементарных вулканоструктур тектоно-формационных зон (палеопрогибов, палеоподнятий, блоков). Мощности выделенных стратиграфических единиц и площади их распространения варьируют в значительных пределах в зави-



симости от размера вулкана, характера накопления вулканических продуктов и тектонической дискретности района в момент проявления вулканизма. Большой опыт в выделении ассоциаций вулканогенных пород накоплен при формационном анализе последних. Как правило, большинство выделяемых конкретных вулканогенных формаций по объему соответствует вулканогенным комплексам и свитам.

В целом вулканогенные толщи бедны палеонтологическими остатками, и расчленение вулканитов на пачки с разными комплексами ископаемой фауны и флоры возможно лишь в редких случаях (ордовикско-силурийско-девонские вулканогенные толщи Уральской геосинклинали на отдельных площадях). В общих чертах фауна обычно характерна для геосинклинальных толщ, флора — для орогенных. Фауна чаще всего встречается в прослоях и линзах известняков, яшмоидов, кремнистых сланцев, фтанитов, углисто-глинистых пород, флора — в прослоях и линзах тонкообломочных туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, в аргиллитах и углистых сланцах. На эти породы в разрезах вулканогенных толщ необходимо всегда обращать особое внимание.

Наиболее надежными петрографическими критериями, пригодными для расчленения вулканогенных толщ, являются те, которые обусловлены спецификой исходного магматического расплава и условиями образования пород. Сюда относятся такие характеристики, как особенности минерального состава пород (присутствие или отсутствие того или иного минерала, вкрапленников), состава и свойств отдельных минералов (содержание анортитовой составляющей плагиоклазов, степень упорядоченности плагиоклазов, железистость темноцветных минералов), морфологические особенности минералов (особенности формы, характер зональности, двойникования), количество фенокристаллов, состав и структура связующей массы [Методические указания. . ., 1971]. Например, в Магнитогорском прогибе, по данным Т. И. Фроловой [1974 г.], для самых ранних геосинклинальных формаций силурийско-раннедевонского этапа (диабазовой, спилит-диабазовой) характерны преимущественно афировые базальты; порфиновые базальты обычны для последующих формаций: контрастных (диабаз-альбитофировой, базальт-трахипаритовой) и непрерывных (андезито-базальтовой, базальт-андезит-дацит-липаритовой).

Положительные результаты получены в ряде случаев при расчленении «немых» вулканогенных образований по аксессуарным минералам тяжелой фракции. Например, по составу и содержанию тяжелой фракции хорошо различаются липариты более ранней, архарлинской, и залегающей выше по разрезу кызылкинской свиты в верхнепалеозойских орогенных вулканогенных толщах Центрального Казахстана (рис. 5.42). Для липаритов кызылкинской свиты выход тяжелой фракции значительно

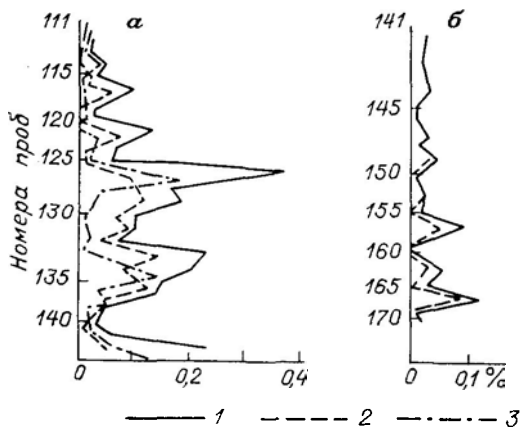


Рис. 5.42. Содержание минералов тяжелых фракций в липаритах кызылкинской (а) и архарлинской (б) свит.

1 — тяжелая фракция в целом; 2 — магнетит; 3 — ильменит.

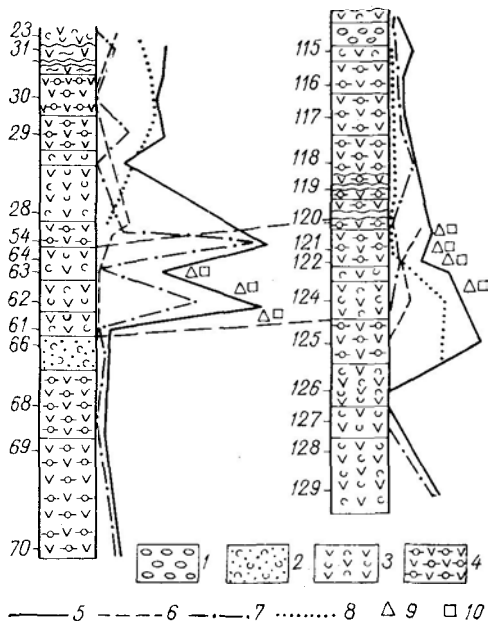


Рис. 5.43. Содержание минералов тяжелой фракции в породах колдарской свиты.

1 — конгломераты; 2 — туфопесчаники; 3 — туфы трахидацитового и трахиандезитового состава; 4 — туфолавы того же состава; 5 — тяжелая фракция в целом; 6 — магнетит; 7 — ильменит; 8 — пироксен; 9 — амфибол; 10 — плеохроупрующий апатит.

выше, характерно совместное присутствие ильменита и магнетита, в то время как в липаритах архарлинской свиты ильменит отсутствует. Точно так же по минералам тяжелой фракции коррелируются отдельные горизонты колдарской свиты (рис. 5.43) [Методические указания..., 1971].

Для расчленения вулканитов по химическому составу используются диаграммы Уэйджера [ $\sum(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \sum(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO}$ ], К. Мурата ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 - \text{MgO}$  или  $\text{CaO}$ ), преимущественно для основных серий, А. Н. Заварицкого, А. Ритмана [ $\text{SiO}_2 - \sum(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ], преимущественно для кислых серий, петрохимические коэффициенты (индекс кристаллизации Полдерваарта—Паркера, индекс дифференциации Торнтон—Татла, коэффициент затвердевания Куно, индекс Ритмана и др.), а также методы математической статистики (дискриминантных функций, многомерного однофакторного дисперсионного анализа и др. [Методические указания..., 1971]).

Например, каледонские раннегеосинклинальные вулканогенные формации Центрального Казахстана различаются по содержанию щелочей. Наиболее ранние формации обладают повышенной щелочностью (особенно калиевостью) и более высоким содержанием титана и фосфора. Изучение химических особенностей основных эффузивов Магнитогорского синклинория показало, что для многих вулканогенных свит характерно вполне определенное содержание  $\text{TiO}_2$ , по которому базальтоиды достаточно уверенно различаются (сакмарская свита — 1,29, баймак-бурибаевская — 0,56, кизильская — 2,00 % и т. д.). Достаточно уверенно разделяются по коэффициенту Ритмана липариты нижней и верхней пачек керегетасской свиты в вулкано-тектонической структуре Тунгатар в Центральном Казахстане (нижняя пачка —  $2,22 \pm 0,59$ , верхняя —  $2,73 \pm 0,17$ ). С помощью многомерного однофакторного дисперсионного анализа были подтверждены петрохимические критерии разделения крапивнинской и березовской свит анавгайской серии и древнечетвертичных базальтов Камчатки.

При расчленении вулканитов по геохимическим особенностям наибольшую ценность представляют те элементы, которые позволяют различать петрографически сходные породы, являющиеся производными различных магм или различных вулканов. Для определения типа родоначальной магмы в качестве индикатора можно использовать торий-урановое отношение, которое постоянно в производных базальтовой магмы и изменяется в породах, происходящих из более кислых магм. Содержание урана и тория во многих случаях постоянно для вулканитов, связанных с одним тектоно-магматическим этапом. Например, палеогеновые вулканиты Южной Болгарии, характеризующие поздний этап развития складчатой области, отличаются значительно более высокими содержаниями урана и тория по сравнению с позднемеловыми, близкими по составу вулканитами: 8 и

28 г/т против 1,5 и 5 г/т. Серии сходных по петрографическому составу пород, связанных с разными вулканами, во многих случаях различаются характером связей между микроэлементами \*, который наиболее четко вскрывается методом главных компонент факторного анализа. Так, например, были разделены андезиты вулканов Арагац и Араилер в Армении.

В отдельных случаях вулканогенные толщи расчленяются с помощью геофизических методов, прежде всего с помощью палеомагнитного. Наиболее перспективны те толщи, в которых по разрезу чередуются горизонты прямо- и обратномагнитных пород, отражающих периодические изменения полярности магнитного поля Земли. Весьма благоприятны в этом отношении неоген-четвертичные образования, где такое чередование происходит наиболее часто [Методические указания... , 1970].

**Корреляция вулканогенных толщ.** Вследствие латеральной изменчивости корреляция вулканогенных толщ представляется очень сложной задачей. Сложность эта усугубляется редкостью в них остатков животных и растений и маркирующих горизонтов.

Определить возраст «немых» вулканогенных толщ иногда удается в результате их сопоставления с вулканогенно-осадочными фациями удаленной от вулканических центров зоны, в которых встречаются палеонтологические остатки. Примером такой корреляции служат проведенное З. П. Потаповой [1959 г.] сравнение верхнемеловых орогенных вулканитов Сихотэ-Алиня с морскими туфогенно-осадочными, хорошо фаунистически охарактеризованными отложениями Сахалина (бошняковская свита), и установление аналогии (по петрографическому составу и литологическим особенностям) между вулканогенным материалом отдельных пачек бошняковской свиты и лавово-туфовыми образованиями Сихотэ-Алиня. Это позволило доказать принадлежность «немых» вулканогенных толщ не к нижнему палеогену, а к верхам верхнего мела и проследить сферу влияния вулканических центров Сихотэ-Алиня.

В качестве другого примера можно указать на определение И. В. Мелекесцевым [1969 г.] возраста туфоигнимбритового покрова Восточной Камчатки. Для этого была использована пирокластическая толща (алеврито-пелитовой размерности) Центральнокамчатской депрессии, позднеплиоценовый возраст которой был установлен спорово-пыльцевым и диатомовым анализами, а также по фауне. В указанной толще были выявлены крупнообломочные маломощные (первые сантиметры) пепловые прослои, химический состав материала которых оказался очень близок к игнимбритовому покрову. С учетом того что крупный материал привносится более мощными извержениями,

---

\* Для определения содержания микроэлементов достаточно приближенного количественного спектрального анализа.

а формирование игнимбритов связывается обычно с пароксимальной вулканической деятельностью, данные пепловые прослои вполне увязываются с образованием туфоигнимбритового покрова.

Второй пример может иллюстрировать и тефрохронологический метод, в основе которого лежат изучение горизонтов тефры (пепловых прослоев) из датированного почвенно-пирокластического чехла и корреляция их с «немыми» вулканогенными толщами. К главным корреляционным признакам пепловых прослоев, по данным И. И. Гущенко [1965 г.], относятся их цвет, минеральный состав, показатель преломления вулканического стекла, мощность, ожелезненность. Следует использовать также химический состав пирокластического материала. По данным С. С. Кобаяси и др. [Kobayashi S. S. e. a., 1975], химический состав аэрогенного пирокластического материала пепловых отложений соответствует составу эффузивов, и их можно коррелировать. Наиболее информативно для пеплов содержание  $\text{SiO}_2$ , которое хорошо коррелируется с  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{MgO}$ .

Пепловые прослои обычно обладают определенными корреляционными признаками и имеют большую протяженность. На этом основано их использование в качестве маркирующих горизонтов. Например, два горизонта четвертичных пеплов Тирау и Майроа на Северном острове в Новой Зеландии были прослежены на большой площади в основном с помощью точных определений показателя преломления частиц вулканического стекла в пеплах. Другие методы корреляции оказались менее эффективны [Hodder A. R., Wilson A. T., 1976].

Хорошими стратиграфическими маркерами стали также пепловые горизонты в плейстоценовых отложениях штата Юта, США. Идентификация этих горизонтов из-за сходства их химического состава (повсеместно риолиты) оказалась возможна лишь с помощью отдельных петрогенных элементов (Ti, Fe, Ca), но наиболее уверенно она проводится с помощью элементов-примесей: Ba, Te, Mn, Zr, Sr, Rb, Y, Nb.

В эвгеосинклинальных вулканогенных толщах маркирующими горизонтами в отдельных случаях являются пачки вулканогенно-осадочных пород. Например, на площади всего Тектурмасского антиклинория (Центральный Казахстан) четким маркирующим горизонтом для нижнепалеозойских образований служит пачка красных яшм (мощностью 30—150 м), выделяемая в верхнюю подсвиту тектурмасской свиты.

Как показывает большинство вышеприведенных примеров, корреляция вулканогенных толщ очень сложна и не всегда возможна лишь с помощью полевых исследований. Очень часто для надежности приходится привлекать различные камеральные методы исследований. Среди них немаловажную роль играют геофизические методы и в отдельных случаях радиологические.

В качестве критериев для корреляции отдельных горизонтов иногда удается использовать палеомагнитные характеристики пород. К главному корреляционному критерию следует отнести магнитную полярность пород (см. рис. 5.40), а при одинаковой полярности можно использовать модуль и направление остаточной намагниченности  $J_n$ , магнитную восприимчивость  $\chi$ , фактор  $Q = J_n/(\chi H)$  и др. [Методические указания. . ., 1970]. Например, с помощью полярности, интенсивности поля и положения виртуальных полюсов выделены реперные палеомагнитные горизонты в плиоцене и миоцене для вулканогенной толщи большой части Карпатского региона, включая территорию СССР, ЧССР, ВНР.

Среди радиологических наиболее часто для корреляции вулканогенных толщ применяют калий-аргоновый метод, который дает хорошие результаты в основном для мезозойско-кайнозойских пород, и радиоуглеродный — для плиоцен-четвертичных пород. Например, первый метод с успехом использован для возрастной корреляции кайнозойских вулканитов провинций бассейнов и хребтов западной части США. Возраст вулканогенных толщ определялся по биотиту с точностью в среднем около 1 млн. лет. Радиоуглеродный метод, как уже говорилось выше, находит самое широкое применение в большинстве тефрохронологических исследований.

Корреляция вулканогенных толщ должна проводиться с учетом региональной и локальной изменчивости вулканитов. Когда корреляция ведется на больших площадях в пределах одной тектоноформационной зоны (региональная изменчивость), как правило, используются породы одной и той же фации: только лавы, только туфы или только туфогенно-осадочные породы и т. д. Коррелируя вулканогенные образования в пределах отдельных вулканотектонических структур — сферы деятельности отдельных вулканов (локальная изменчивость), необходимо использовать породы непрерывных рядов фаций: лава — туф — туфогенно-осадочная порода, выделяя в них характерные межфациальные особенности (петрографо-литологические, химические, геохимические и т. п.).

Корреляция вулканогенных свит различных тектоноформационных зон и выделение маркирующих горизонтов представляются еще более сложной задачей по сравнению с корреляцией вулканитов в одной зоне. Сложности обусловлены несинхронным развитием вулканизма в разных зонах, в связи с чем в соседних зонах вулканическая деятельность может проявиться раньше или одновременно в них могут формироваться различные по составу вулканиты. Если асинхронность велика, то выделить горизонты оказывается невозможно. Однако в некоторых регионах горизонты выделяются достаточно надежно. Например, в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса в верхнемеловых вулканогенных толщах выделяются пять го-

ризонтов, соответствующих двум циклам среднего — кислого вулканизма. Первый цикл — сенонан — сантон, горизонты (снизу вверх): петрозуевский (вулканиты среднего состава), арзамасовский и монастырский (вулканиты кислого состава); второй цикл — маастрихт — дат, горизонты: самаргинский (вулканиты среднего состава) и тадушинский (вулканиты кислого состава). В верхнепалеозойских вулканогенных толщах Джунгаро-Балхашской складчатой области из-за сложности ее блокового строения горизонты не выделяются. Однако элементы региональной стратиграфической корреляции намечаются с помощью формаций: андезитовой (калмакэмельский комплекс или свита), липаритовой (керегетаский, архарлинский комплексы или свиты) и др. Эти подразделения с небольшими перемещениями по вертикали прослеживаются по ряду зон Северного Прибалхашья.

### 5.6.2. ПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ

Вулканогенные толщи платформенных областей отличаются сравнительно простым строением и относительной выдержанностью фаций вулканов и химического состава вулканических продуктов. Таковы проявления на платформах траппового (базальтоидного) вулканизма при преимущественном развитии щитовых и трещинных вулканов, реже стратовулканов.

Региональная изменчивость вулканитов проявлена здесь незначительно, поскольку крупные участки платформы ведут себя как единые блоки, и тектоническая дискретность, столь характерная для складчатых областей, на платформах развита в незначительной степени. Вулканиты платформ представляют собой недифференцированные или слабодифференцированные продукты мантийных базальтоидных магм. Однако все же некоторые вариации в химическом составе вулканогенных образований наблюдаются и здесь как по латерали, так и по разрезу. Например, вулканогенные образования венда Русской платформы на территории Юго-Западной Белоруссии представлены только базальтами и их туфами, а в северной и северо-восточной частях Брестской впадины в вулканогенной толще основного состава установлена пачка эффузивных пород среднего состава (андезиты, дациты и их туфы). На юге Восточно-Европейской платформы в зоне сочленения Донбасса с приазовской частью Украинского щита вулканогенные образования антон-тарамской свиты ( $D_{2-3}$ ) в районе сел Новотроицкое—Викторовка представлены щелочно-ультрасновными и основными разностями (лимбургитами, авгититами, щелочными базальтами), а к востоку от с. Викторовка — более кислыми разностями со щелочным уклоном (трахибазальтами, трахиандезитобазальтами и трахитами) [Бутурлинов Н. В. и др., 1973 г.]. В разрезе вулканиты антон-тарамской свиты также характеризуются

невыдержанностью состава. Для низов свиты в целом характерна повышенная основность продуктов (лимбургиты, авгититы), для верхов — пониженная (трахиандезито-базальты, трахиты).

Локальная изменчивость вулканитов проявлена резко по сравнению с региональной. Она заключается в непостоянстве соотношений разноудаленных от вулканических центров эффузивных, эксплозивных и вулканогенно-осадочных фаций. Например, в различных разрезах антон-тарамской свиты количество вулканокластического материала, по данным Н. В. Бутурлинова и др. [1973 г.], колеблется от 5 до 70 %. На площади распространения нижнекорвунчанской подсвиты позднепалеозойской(?) — раннемезозойской трапповой формации Тунгусской синеклизы выделяются две зоны. В первой (удаленной от жерловин) преобладают вулканогенно-осадочные фации, во второй — жерловые и прижерловые. Вулканиты этих зон различаются размером пирокластического материала, литолого-петрографическими особенностями пород, формой геологических тел (в прижерловой зоне большое количество тел трубчатой формы с рвушинами контактами).

#### **Расчленение платформенных вулканогенных образований.**

Производится по литолого-фациальным особенностям вулканитов (включая структурные и текстурные признаки пород) и по химическому составу преобладающих в толще эффузивов.

И на Восточно-Европейской, и на Сибирской платформах среди вулканогенных трапповых формаций в разрезе платформенного чехла выделяются существенно пирокластические и существенно лавовые толщи, имеющие региональное распространение и отвечающие по объему свитам. Например, нижняя часть нижнетриасовой вулканогенной толщи в пределах северо-западной части Сибирской платформы, по данным Я. И. Полькина [1959 г.], сложена преимущественно туфами (корвунчанская свита), а верхняя — существенно лавовая (путоранская серия: аянская, хоннаизнитская и неракарская свиты).

Трапповая толща венда запада Восточно-Европейской платформы также расчленяется по разрезу на две пачки: нижнюю, существенно туфовую, и верхнюю, преимущественно лавовую. Региональный характер распространения этих пачек и свит объясняется соответствующим характером вулканической деятельности на определенных этапах платформенного развития. Нижние, существенно туфовые, пачки сформировались в период преобладания ареального типа вулканизма, характеризовавшегося обилием мелких вулканических построек центрального типа, поставлявших в основном пирокластический материал. Верхние пачки формировались в эпоху, когда мелкие вулканические центры сменились крупными вулканическими постройками типа трещинных и щитовых вулканов.

Такие две разнофациальные пачки (свиты) составляют один ритм. Подобных ритмов может быть несколько. По данным



Я. И. Полькина, каждый ритм может иметь более сложное строение и отвечать трем стадиям различной по типу вулканической деятельности (снизу вверх): 1) пирокластическая толща, связанная с эксплозивной деятельностью центральных вулканов, 2) лавовая толща, образовавшаяся в результате массовых трещинных излияний и 3) лаво-пирокластическая толща, образовавшаяся в результате деятельности щитовых вулканов. Эти толщи выделяются в свиты, которые в свою очередь подразделяются на подсвиты и пачки. Ритмы закономерно повторяются, и эта цикличность должна учитываться при стратиграфическом расчленении вулканитов.

В ряде случаев расчленение вулканогенных толщ (главным образом лавовых) возможно по наличию или отсутствию в пачках (покровах) зон мандельштейнов, появление которых связывается с обилием летучих в вулканическом процессе. Пачки лав, обогащенные или обедненные миндалинами, могут иметь региональное распространение и по объему отвечать свите или подсвите. Например, массивные разновидности базальтов Тунгусской синеклизы, по данным А. А. Рябченко, характерны для покровов ямбуканской свиты и нижнекочечумской подсвиты, а миндалекаменные базальты — для тутончанской и корвунчанской свит. Для целей расчленения могут быть также использованы характеристики магнитных свойств (модуль и направление векторов остаточной намагниченности  $J_n$ , магнитная восприимчивость  $\chi$ , отношение остаточной намагниченности к индуктивной — фактор  $Q$ ) и плотность. Например, базальты нидымской свиты четко отличаются пониженной плотностью от базальтов других свит трапповой формации Тунгусской синеклизы.

Мощности выделяемых вулканогенных свит на платформах обычно колеблются от первых десятков метров до 500 м, в редких случаях мощности подсвит и пачек составляют десятки метров.

**Корреляция платформенных вулканогенных образований.** Производится с помощью устойчивых литолого-петрографических и характерных фациальных признаков вулканитов, физических свойств пород, а также по фауне и флоре, спорово-пыльцевым комплексам и радиологическим датировкам.

Одним из устойчивых признаков может быть наличие миндалекаменных текстур. При этом надо учитывать относительную мощность миндалекаменных зон, степень насыщенности их миндалинами, размеры миндалин и минеральный состав выделений.

Нередко устойчивым признаком является характер структуры базальтов (афировые и порфиоровые), что легко устанавливается и прослеживается в поле. Так, по данным А. А. Рябченко, для верхних горизонтов нидымской свиты и для большей части покровов верхнекочечумской подсвиты Тунгусской синек-

лизы, представленных базальтами трапповой формации, характерны афировые базальты, что никогда не отмечается в покровах ямбуканской, тутончанской свит и нижнекочечумской подсвиты.

Иногда в качестве корреляционного критерия, особенно при корреляции отдельных лавовых покровов в лавовых пачках, используется соотношение различных минералов-вкрапленников. Например, для ряда покровов деканских базальтов Центральной Индии плагиоклаз-пироксеновое отношение является устойчивым на многие десятки километров и используется для корреляции. Надежность корреляции обеспечивается тем, что одновременно учитываются характер структур, мощность покровов, степень выветривания и другие особенности. При этом сравниваются, как правило, не единичные покровы, а их совокупности.

Наиболее устойчивы при корреляции по химическому составу содержания и соотношения таких элементов, как калий, натрий, титан, магний, коэффициент окисленности железа  $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$ . Например, в пределах южной части Восточно-Европейской платформы коэффициент окисленности железа для щелочных базальтоидов зоны сочленения Донбасса с приазовской частью Украинского щита составляет 0,47—0,56, а для базальтов Воронежской антеклизы — 0,24 [Бутурлинов Н. В. и др., 1973 г.]. Щелочные базальты характеризуются также весьма повышенными содержаниями титана и фосфора.

С учетом вышеуказанных корреляционных признаков в нижнем отделе триасовой системы на площади Тунгусской синеклизы выделяются горизонты (снизу вверх): тутончанский, двурогинский, пугоранский. В пугоранский горизонт объединены преимущественно пойкилоофитовые порфиroidные базальты. В двурогинском горизонте основную роль играют туфы, подчиненное значение имеют вулканогенно-осадочные породы. Тутончанский горизонт в южной зоне сложен вулканомиктовыми породами, а в северной — преимущественно толеитовыми порфиroidными базальтами. В Норильском районе выделяется горизонт пикритовых базальтов.

На Восточно-Европейской платформе вулканиты не имеют такого широкого площадного распространения, как на Сибирской платформе. Так, среднедевонские вулканогенные образования приурочены лишь к отдельным участкам платформы, характеризующимся повышенной тектонической активностью: Припятско-Донецкому, Вятскому авлакогену и Лосевско-Мадонской зоне разломов. Они распространены в староскольском ( $D_2$ ) и канонском ( $D_3$ ) горизонтах среди преимущественно песчано-глинистых толщ. Корреляция вулканитов в их пределах проведена по химическому составу эффузивов и преобладанию лав, туфов или вулканогенно-осадочных пород.

## 5.7. СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Сложнодислоцированные комплексы характеризуются интенсивной нарушенностью первичного залегания пород, выражающейся в существовании разнопорядковых систем складок и разрывов [Методическое пособие..., 1980]. Эти комплексы прослежены в пределах фанерозойских складчатых областей в виде широких (до нескольких десятков километров) и протяженных (до нескольких сотен километров) складчато-разрывных зон, именуемых обычно зонами альпинотипной (геосинклинальной, голоморфной, линейной) складчатости. Тектоническая структура сложнодислоцированных комплексов расшифровывается с большим трудом, столь же трудно определять стратиграфическую последовательность, мощность и возраст составляющих их отложений. Чисто стратиграфические методы, успешно используемые в тектонически простых районах и опирающиеся на послойное изучение разрезов, становятся в этих условиях недостаточно эффективными и должны уступать место структурно-стратиграфическим исследованиям, в процессе которых на разных этапах либо стратиграфические данные служат основой для понимания тех или иных элементов тектонической структуры, либо, наоборот, структурные данные позволяют понять или уточнить строение нормального стратиграфического разреза.

Для целей практической стратиграфии необходимо различать три основные разновидности сложнодислоцированных комплексов (рис. 5.44): пакеты субгоризонтальных пластин и складок-пластин; пакеты крутонаклоненных тектонических чешуй и складок-чешуй; пакеты крутонаклоненных тектонических чешуй и складок-чешуй, образовавшиеся на месте субгоризонтальных

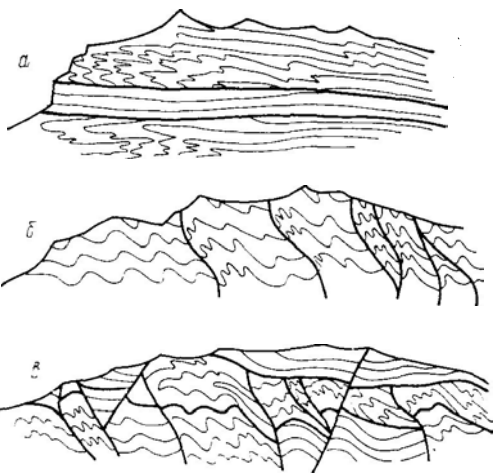


Рис. 5.44. Разновидности сложнодислоцированных комплексов.

*а* — пакет субгоризонтальных пластин и складок-пластин; *б* — пакет крутонаклоненных тектонических чешуй и складок-чешуй; *в* — пакет крутонаклоненных чешуй, образовавшийся на месте субгоризонтальных пластин и складок-пластин. Утолщенные линии — тектонические разрывы. На схеме *в* показаны молодые пологонаклоненные и крутонаклоненные разрывы.

пластин (складок-пластин) в результате их интенсивной тектонической переработки.

**Пакеты субгоризонтальных тектонических пластин и складок-пластин.** Наиболее типичными структурными элементами этой разновидности сложнодислоцированных комплексов являются крупные пластины и складки-пластины, разграниченные субгоризонтальными поверхностями разрывных нарушений (рис. 5.44, а). Обычная мощность пластин и соизмеримых с ними складок — несколько сотен метров. Слоистые породы внутри пластин характеризуются горизонтальным или близким к горизонтальному залеганием. Нередко они рассечены второстепенными разрывами, сместители которых располагаются в целом горизонтально, параллельно граничным поверхностям тектонических пластин. Замковые части крупных складок тяготеют к фронтальным зонам пластин. В тех случаях, когда породы тонкослоисты, в замке крупной складки наблюдаются разнопорядковые более мелкие складчатые формы, сопряженные со второстепенными субгоризонтальными разрывами. В нижних пластинах тектонического пакета, где степень метаморфизма пород, как правило, возрастает, наблюдается кристаллизационная сланцеватость, параллельная граничным поверхностям пластин и в большинстве случаев практически совпадающая со слоистостью.

Вдоль границ тектонических пластин могут располагаться тела серпентинитового меланжа — хаотической смеси разнообразных по составу и размерам глыб, погруженных в серпентинитовую массу. Но нередко граничные поверхности пластин отмечаются маломощными зонами тектонитов (милонитов, катаклизитов). Известны также случаи, когда тектонический контакт между пластинами маскируется интрузивными соотношениями пород: нижележащие породы проникают в вышележащие в виде протрузий, образуя штоко- и жилообразные тела [Белостоцкий И. И., 1978 г.].

Формирование пакетов субгоризонтальных пластин и складок-пластин чаще всего связывается с процессами поддвигания нижних пластин под верхние в альпинотипных складчатых зонах [Ажгирей Г. Д., 1977 г., и др.].

**Пакеты крутонаклоненных тектонических чешуй и складок-чешуй.** Тектонический стиль этой разновидности дислоцированных комплексов определяют тектонические чешуи, ограниченные крутонаклоненными разрывами, параллельно которым располагаются поверхности кливажа и генетически связанные с разрывами и кливажем (кливажные) крутонаклоненные макро-, мезо- и микроскладки (рис. 5.44, б). Четко выражена горизонтальная структурная зональность, обусловленная чередованием зон сильно- и слабонарушенного залегания пород. В плане и в разрезе комплекс обычно имеет асимметричное строение. Его можно сравнить с огромной кливажной складкой, одно крыло которой

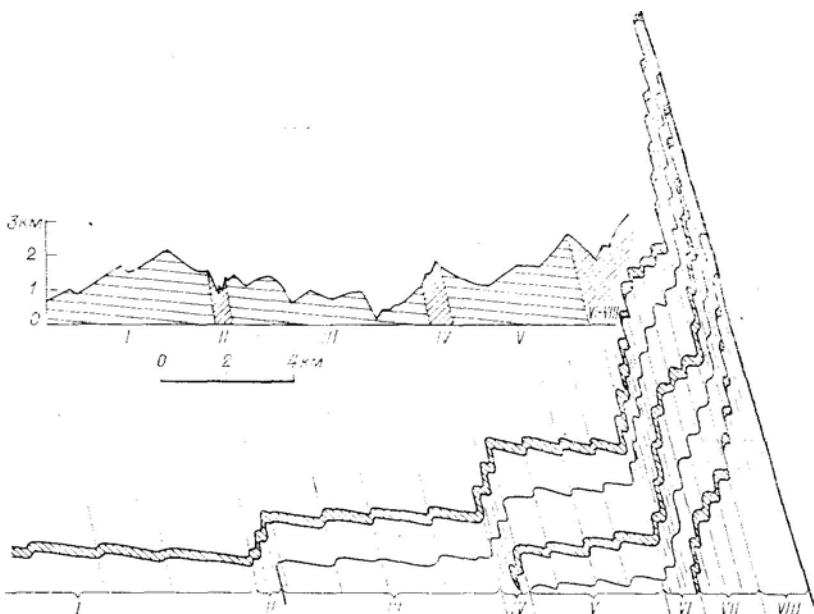


Рис. 5.45. Чередование зон со слабонарушенным (I, III, V, VII) и с сильнонарушенным (II, IV, VI, VIII) залеганием слоев. Схема-разрез через сложнородислоцированный комплекс (тип б на рис. 5.44).

Густой штриховкой выделены толщи (пачки). Тонкие линии, параллельные границам зон, отражают ориентировку кливажа.

смыкается с областью развития спокойно залегающих пород, а другое сорвано крупным разрывным нарушением (рис. 5.45).

По мере приближения к осевой части комплекса, характеризующейся наибольшей интенсивностью дислокаций, ширина зон со слабонарушенным залеганием пород (зоны I, III, V, VII на рис. 5.45) постепенно сокращается, уменьшаются интервалы между разрывными нарушениями внутри зон, увеличивается амплитуда вертикального смещения по разрывам. В этом же направлении постепенно увеличивается ширина зон с сильнонарушенным залеганием пород (зоны II, IV, VI, VIII на рис. 5.45), возрастает амплитуда смещения по этим зонам, все более густой становится система разрывов и параллельных им кливажных трещин.

Зоны с сильнонарушенным залеганием пород обладают своеобразными морфологическими особенностями, которые необходимо учитывать при их выявлении, прослеживании и детальном изучении.

I. Рассматриваемые зоны являются зонами сближенных субпараллельных разрывных нарушений с амплитудой верти-



Рис. 5.46. Характер складчатости в большекаройской свите по руч. Шабакты. Хр. Каратау (по Е. И. Паталахе и Т. В. Гиоргобани [1975 г.]).  
1 — очертания складок; 2 — кливажные разрывы.

кального смещения по разрывам, достигающей сотен метров (рис. 5.46).

2. Длинные крылья кливажных складок, наблюдаемых в пределах зон с сильнонарушенным залеганием слоев, примерно параллельны поверхности кливажа (см. рис. 5.45).

3. Слои сохраняют свою истинную (исходную) мощность только на тех крыльях, которые дискордантны по отношению к кливажу, в то же время на отрезках, параллельных кливажу, мощность слоев обычно меньше исходной мощности (см. рис. 5.45).

4. На крутонаклоненных кливажных крыльях складок нередко наблюдаются будины — фрагменты вязких (наиболее прочных) слоев; длинные оси будин ориентированы в целом параллельно поверхностям кливажа (рис. 5.47).

5. Кливаж в зонах сильнонарушенного залегания слоев обычно представлен двумя системами трещин, одна из которых (сквозная, доминирующая) определяет главные особенности тектонической структуры зоны, а другая (реликтовая) сохраняется лишь в вязких слоях, на тех интервалах, где ориентировка слоев существенно отклонялась от первоначальной (рис. 5.47).

Для зон со слабонарушенным залеганием пород перечисленные выше признаки не характерны. Кливаж здесь приближи-

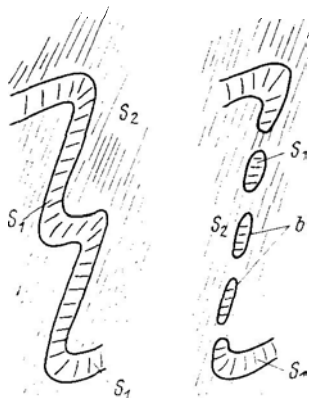


Рис. 5.47. Реликтовая ( $S_1$ ) и сквозная ( $S_2$ ) системы кливажа в зонах с сильнонарушенным залеганием пород (тип б на рис. 5.44).

Кливаж  $S_1$  сохраняется в более вязких прослоях. За счет этих же прослоев формируются будины б. На участках, где кливаж  $S_1$  падает положе, чем сложение б, плюс в направлении в опрокинутом залегании.

тельно параллелен не длинным, а коротким крыльям складок; мощность слоев сохраняется неизменной на длинных крыльях; будинаж-структуры распространены ограниченно, главным образом на коротких крыльях складок; кливаж, как правило, односистемный. Эти особенности яснее выражены в зонах, удаленных от осевой зоны (см. зоны I, III на рис. 5.45). В то же время вблизи осевой зоны, где интенсивность дислокаций нарастает (см. зоны V, VII на рис. 5.45), все сильнее проявляются признаки, свойственные участкам с нарушенным залеганием слоев.

Практически всегда зоны с сильнонарушенным залеганием слоев, так же как элементы этих зон (разрывные нарушения, поверхности кливажа, кливажные складки), оказываются пологоизогнутыми, собранными в волнообразные пологопогружающиеся складки. В связи с этим направление и угол наклона кливажных поверхностей, осевых плоскостей кливажных складок и сместителей разрывных нарушений неодинаковы на разных гипсометрических уровнях и на разных участках складчатых зон.

Пакеты крутонаклоненных тектонических чешуй и складок-чешуй развиты в зонах распространения сложнодислоцированных комплексов исключительно широко. Они детально описаны Е. И. Паталахой и Т. В. Гиоргобиани [1975 г.] в хр. Каратау, известны в Карпатах, на Кавказе, в складчатых зонах Урала, Центрального Казахстана, Тянь-Шаня и других регионов.

**Пакеты крутонаклоненных чешуй и складок-чешуй, образовавшиеся на месте субгоризонтальных пластин (складок-пластин).** Между рассмотренными выше разновидностями сложнодислоцированных комплексов существуют постепенные переходы (рис. 5.48), обусловленные постепенным изменением крутизны разрывов, ограничивающих тектонические пластины (чешуи). Но наряду с этим имеются многочисленные примеры наложения крутонаклоненных разрывов и связанных с ними крутонаклоненных кливажных складок на пакеты субгоризонтальных тектонических пластин. В результате возникают комплексы, тектонический стиль которых показан на рис. 5.44, в. Здесь, так же как и в предыдущем случае (см. рис. 5.45, б), наиболее четко выражены крутонаклоненные структурные элементы — разрывные нарушения, поверхности кливажа, сопряженные с разрывами кливажные складки. Однако в строении крутонаклоненных чешуй и складок-чешуй участвуют вместе с ненарушенными ранее слоями (пачками, толщами) уже образовавшиеся к этому времени структурные формы — тектонические пластины и складки-пластины. Сложность тектонической обстановки усугубляется существованием молодых полого- и крутонаклоненных послескладчатых разрывных нарушений.

Таким образом, данная разновидность сложнодислоцированных комплексов связана с зонами неоднократной складчатости. В пределах фанерозойских складчатых областей подобные зоны

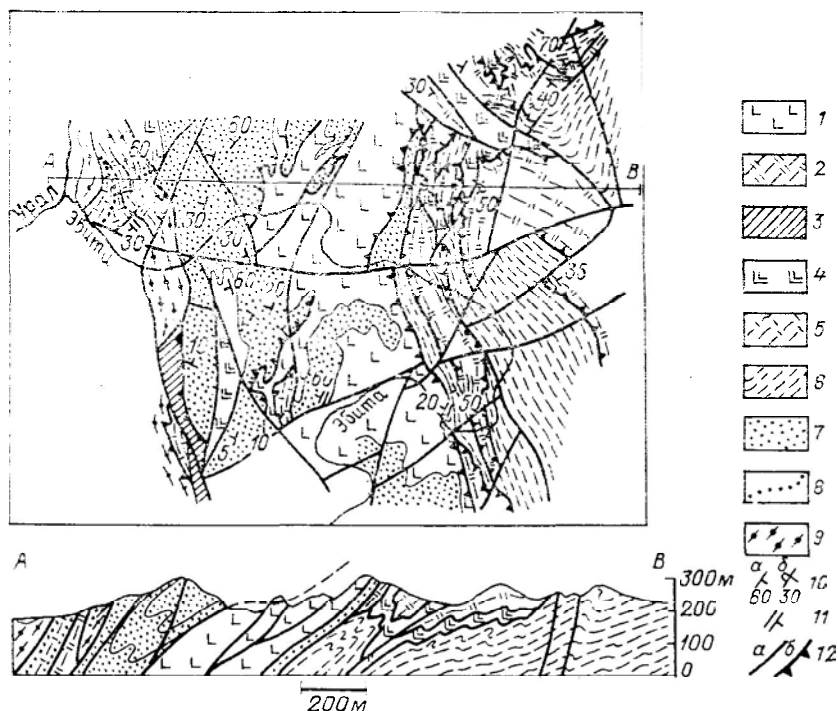


Рис. 5.48. Схема геологического строения низовьев р. Эбита, Мугоджары (по А. А. Абдулину, А. В. Авдееву, Н. С. Сеитову [1977 г.]).

1 — куагачская свита ( $S_2-D_1kg$ ) — песчаники, конгломераты, лавы базальтового, андезитового и дацитового состава, туфы и пингмбриты дацитового, дацито-ливаритового и ливаритового состава; 2 — сакмарская свита ( $Ssk$ ) — яшмы, фаниты, кремни; 3 — субвулканические аналоги сугралинской свиты сплуря ( $\gamma\beta S$ ) — габбро-диабазы и габбро; 4 — сугралинская свита ( $Ssg$ ) — базальты, варнолиты, диабазы; 5 — косиетская свита ( $O_{2-3}ks$ ) — кремнистые породы, туфоаргиллиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, брекчии; 6 — средняя подсвита кидрясовской свиты ( $O_1kd\delta$ ) — аргиллиты, алевролиты, песчаники; 7 — нижняя подсвита кидрясовской свиты ( $O_1kd\alpha$ ) — песчаники, гравелиты, конгломераты; 8 — верхнесилурийские габбро-диабазы и диабазы (факолиты и дайки  $\gamma\beta S_2$ ); 9 — амфиболиты; 10 — залегание слонстости:  $\alpha$  — нормальное,  $\delta$  — опрокинутое; 11 — залегание сланцеватого кливажа; 12 — разрывные нарушения:  $\alpha$  — крутые,  $\delta$  — пологие (надвини).

нелегко отграничить от зон, где развиты только лишь крутонаклоненные тектонические чешуи и складки-чешуи. В пакете крутонаклоненных чешуй и складок-чешуй более ранние структурные формы — пологие разрывы и лежащие субизоклинальные складки — сильно переработаны, представлены отдельными фрагментами и вследствие этого при недостаточно детальных и целенаправленных исследованиях легко могут быть пропущены. Тем не менее примеры наложения крутонаклоненных чешуй на субгоризонтальные пластины выявляются все чаще. Особенно характерны такие обстановки для выступов докембрийского цоколя фанерозойских складчатых областей (Макбальский, Сангиленский, Улутауский и другие выступы — рис. 5.49).



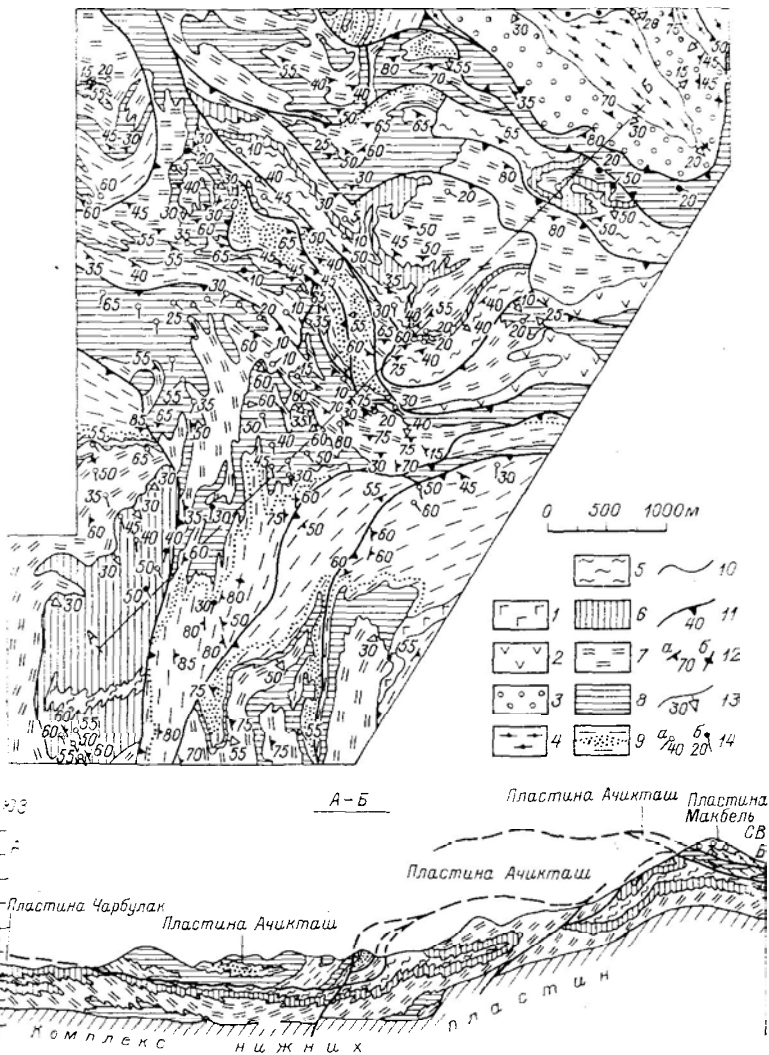


Рис. 5.49. Условия залегания сложнодислоцированной рифейской толщи в бассейне р. Ачикташ. Западная часть Киргизского хребта (соответствует обстановке *в* на рис. 5.44). По В. Д. Вознесенскому, М. И. Литваку, Ю. П. Ненаневу, К. П. Козловскому.

1 — кембрийские субвулканические интрузии: порфиристы, габбро; 2—4 — рифей: 2 — пластовые тела ортоамфиболитов, гранат-доунит-актинолитовых сланцев, 3 — кварциты, 4 — мусковит-кварцевые гранатосодержащие сланцы, 5 — слюдяно-хлоритовые сланцы, 6 — мраморы, мусковит-кварц-карбонатные сланцы (мрамор Чарбулак), 7 — хлорит-мусковит-кварцевые и хлорит-слюдяно-альбитовые гранатосодержащие сланцы, в кровле пачки — простои кварцитов, 8 — мраморы, кварц-мусковит-карбонатные сланцы (мрамор Ачикташ), 9 — мусковит-кварц-альбитовые и мусковит-карбонат-альбитовые сланцы с горизонтом (показан точками) графит-мусковит-кварцевых сланцев, содержащих колчеданную руду; 10 — стратиграфические и интрузивные контакты; 11 — разрывные нарушения с указанием направления падения сместителя; 12 — ориентировка поверхностей сланцеватости (сланцеватого кливажа); *a* — наклонное, *б* — вертикальное залегание; 13 — ориентировка крыльев макросклада; 14 — ориентировка шарниров: *a* — ранних складок слоистости, *б* — поздних складок слоистости и сланцеватости.

### 5.7.1. ОШИБКИ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЙ

При изучении стратиграфии сложнодислоцированных комплексов необходимо считаться с такими широко распространенными явлениями, как ложная слоистость, несоответствие частных измерений залегания пластов общему (среднему) залеганию толщ и пачек, ложные стратиграфические несогласия и фациальные переходы, псевдомоноклинали, ложные антиклинальные и синклинальные складки. Пренебрегая этими явлениями, исследователь рискует неверно истолковать наблюдаемые стратиграфические и структурные соотношения и в результате неправильно реконструировать нормальный стратиграфический разрез.

**Ложная слоистость.** Неверное определение ориентировки слоистости чаще всего происходит при изучении литологически однородных недостаточно обнаженных толщ с плохо выраженной истинной слоистостью. На стенках коренных выходов неяснослоистых пород нередко обнаруживается псевдослоистая текстура, обусловленная чередованием тонких светло- и темноокрашенных полос, которые и отождествляются с истинной слоистостью. При детальном исследовании таких обнажений обычно выясняется, что светлые полосы вытянуты вдоль поверхностей кливажа, непосредственно с ними связаны и являются результатом обесцвечивания пород во время циркуляции вод по кливажным трещинам. Довольно типичны и обратные соотношения — концентрация вдоль кливажных трещин темных железистых и марганцовистых пленок, кристаллов пирита, биотитовых и хлоритовых чешуи. Тонкие темные полосы в этом случае совпадают с кливажными трещинами.

В целом кливажные поверхности могут тонко имитировать слоистость, и при картировании таких, например, толщ, как сланцевые, необходимы весьма тщательные наблюдения над различными видами полосчатости.

**Несоответствие частных измерений залегания пластов общему (среднему) залеганию толщ и пачек.** Залегание пластов в небольшом обнажении в ряде случаев ошибочно отождествляется с залеганием толщ и пачек в пределах обширных участков. Ошибка очень типична, допустить ее тем легче, чем хуже обнаженность и чем меньше возможностей для прослеживания границ пачек и толщ по простиранию и падению. Причиной ошибки является характерное для сложнодислоцированных комплексов несоответствие ориентировки поверхностей слоистости на крыльях мелких складок и ориентировки зеркала («зеркальной» поверхности) этих складок (рис. 5.50). Зеркало складок может иметь наклон в том же направлении, в каком падают наблюдаемые в обнажении пласты, но угол наклона зеркала будет при этом более пологим или более крутым, чем

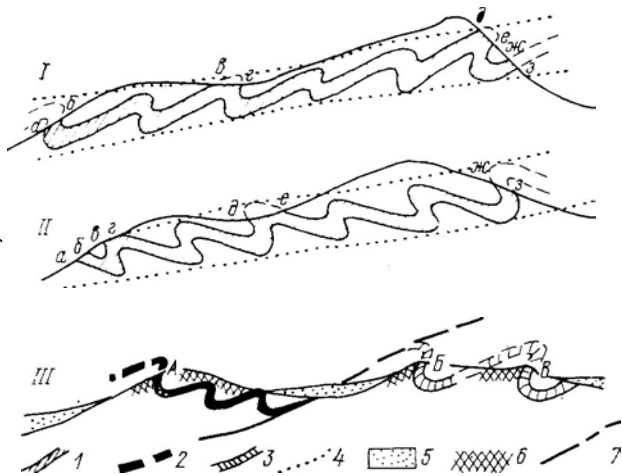


Рис. 5.50. Схемы, иллюстрирующие несоответствие ориентировки слоистости на крыльях мелких складок и ориентировки зеркала этих складок.

*I* — крылья мелких складок и зеркало складок падают в одну и ту же сторону; *II* — крылья мелких складок и зеркало складок падают в противоположные стороны. Измерения залегания поверхностей слоистости в пунктах *a—з* дают неверное представление о направлении падения пачки; *III* — «псевдомоноклиналь». Измерения крутого залегания слоистости в пунктах *A—B* создают ложное представление о крутом моноклинальном залегании пород.

*1—3* — реперные слои различного состава; *4* — зеркало складок; *5* — наносы; *6* — элювий и делювий; *7* — тектонический разрыв.

наклон пластов на крыльях складок (рис. 5.50, *I*). Возможно также, что одно или оба крыла складки будут наклонены в сторону, противоположную наклону зеркала складок (рис. 5.50, *II*). В любом случае возможность прямого использования частных измерений залегания слоистости для характеристики залегания толщ (пачек) в пределах достаточно обширных блоков должна быть обоснована детальными наблюдениями (рис. 5.50, *III*).

**Ложные стратиграфические несогласия.** Специфические структурные особенности сложнодислоцированных комплексов довольно часто порождают соотношения, которые могут быть истолкованы как стратиграфические несогласия. Одним из типичных примеров является выделение несогласий в основании «горизонтов», образованных псевдоконгломератами. Возникают псевдоконгломераты на месте пластов, сложенных породами более вязкими, чем вмещающие, при разлинзовании этих пластов и превращении их в цепочку будин, которые могут быть приняты за валуны и гальки (см. рис. 5.47). В отличие от истинных псевдоконгломератов характеризуются однообразным составом «галеков», причем торцевые поверхности «галеков» обычно ориентированы согласно с ориентировкой кливажных трещин.

Соотношения, наблюдаемые в обнажениях, расположенных на контакте тектонических пластин, также могут быть причиной выделения стратиграфических несогласий. Подобные ошибки допускаются в тех случаях, когда граничная поверхность тектонических пластин не сопровождается брекчиями и милонитами. Еще один источник ошибок — следы поверхностей кливажа, дешифрируемые на аэрофотоснимках как слоистость, в тех случаях когда эти линии срезаются границей между пачками (толщами).

**Ложные фациальные переходы.** В сложнодислоцированных комплексах наряду с истинными фациальными переходами, которые могут встречаться так же часто, как в зонах с менее интенсивными дислокациями, наблюдаются соотношения, лишь внешне напоминающие фациальные переходы. В масштабе обнажения некоторое подобие фациальных замещений создают будинаж-структуры. Будины, как бы плавающие в цементирующей их массе, при недостаточно внимательном исследовании могут быть приняты за линзовидные тела, фациально замещаемые по простирацию отложениями иного состава. Другой весьма распространенный тип ложных фациальных переходов наблюдается в зонах развития кливажных складок. В таких зонах нередко выявляется быстрая изменчивость разрезов толщ по направлению общего простираания отложений, что может привести к ошибочному заключению о наличии фациальных замещений. Однако чаще всего выясняется, что направление, принятое за общее простираание отложений, — это генеральное простираание кливажных трещин, параллельных им разрывов и согласных с разрывами крыльев кливажных складок. Переходя от одного разреза к другому, исследователь двигается в направлении погружения (восстания) шарниров кливажных складок и, естественно, попадает в полосу более молодых (или, наоборот, более древних) отложений.

Нужно заметить, что в зонах напряженной однократной складчатости изменчивость разрезов в направлении генерального простираания кливажа чаще всего трактуется правильно: как следствие особенностей тектонической структуры. Ошибки обычно допускаются в зонах наложенной складчатости, когда первоначальная напряженная система складок деформируется с образованием нового поколения пологих складок (рис. 5.51). Если при этом на карте будут отражены только поздние «брахиантиклинали» и «брахисинклинали», а более ранняя (и гораздо более напряженная) система складок будет пропущена, вывод о «фациальной изменчивости» изучаемого разреза неизбежен.

**Псевдомоноклинали.** Одна из отличительных особенностей дислоцированных комплексов — внешне простой структурный рисунок, за которым обычно скрываются крайне сложные тектонические структуры. В этом отношении показательны псевдо-

и ина и — участки, характеризующиеся однообразным наклоном пластов, сходные с моноклиналями в зонах со слабыми дислокациями (см. рис. 5.46, 5.48, 5.52). В псевдомоноклиналях не легко найти замковые части складок и согласные с крыльями складок разрывы. Пересекая моноклираль в направлении падения пластов, исследователь может встречать все новые и новые пачки, не подозревая, что эти пачки залегают в разных тектонических пластинах, разграниченных разрывами; может видеть все новые сочетания одних и тех же пластов, возникшие в результате срезания или повторения (на противоположных крыльях изоклинальных и субизоклинальных складок) пластов и пачек; может не узнать уже встречавшийся ему ранее пласт (пачку) из-за сильного изменения его видимой мощности или же степени метаморфизма пород.

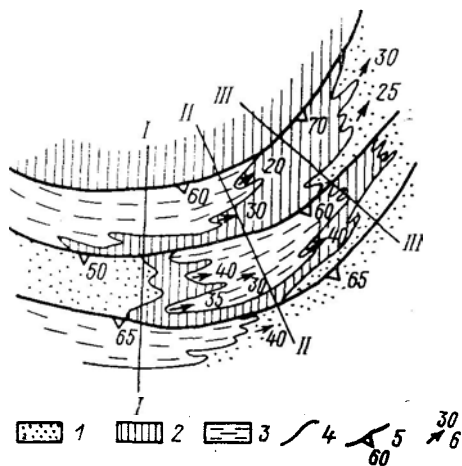


Рис. 5.51. Ложные фациальные переходы на крыле антиформной складки («брахи-антиклинали»).

Складка образована деформированными тектоническими чешуями, внутри которых прослеживаются системы более древних складок. Разрезы по линиям I—I, II—II, III—III резко отличаются друг от друга, что может привести к выводу о фациальной изменчивости толщи.

I—3 — последовательно залегающие пачки; 4 — стратиграфические контакты; 5 — сместители разрывов (граничные поверхности тектонических чешуй) с указанием их ориентировки; 6 — ориентировка шарниров кливажных складок.



Рис. 5.52. Псевдомоноклиральное залегание верхнепротерозойской сланцево-карбонатной толщи на левобережье р. Нарын. Сангиленское нагорье. Вид с юга, рисунок С. А. Масютиной.

Скальные выходы — мраморы, слабообнаженные части склонов — кристаллические сланцы. Обстановка, типичная для Сангилена: при детальном изучении подобных моноклиралей, как правило, обнаруживается сложная складчато-чешуйчатая структура. Видимый наклон пачек отражает направление наклона осевых поверхностей складок и сместителей разрывных нарушений.

В связи с этим псевдомоноклинали, и прежде всего псевдомоноклинали в условиях плохой обнаженности, нередко принимаются за истинные моноклинали и становятся местом составления разрезов, которые могут трактоваться как опорные. Последствия таких ошибок очевидны. Стратиграфические схемы, основанные на изучении разрезов псевдомоноклиналей, как правило, оказываются принципиально неверными и в отношении порядка залегания пластов (пачек), и в отношении их мощности. Органические остатки, найденные в тех или иных интервалах разреза, привязываются к неверно построенной стратиграфической колонке и могут послужить причиной неправильных выводов о возрасте отложений в других интервалах разреза.

### Антиформные синклинали и синформные антиклинали.

В областях развития сложнодислоцированных комплексов могут быть встречены кроме нормальных антиклиналей и синклиналей антиформные синклинали и синформные антиклинали (рис. 5.53). Антиформная (имеющая форму антиклинали) синклинали — это складка со сходящимися кверху крыльями, в ядре которой породы моложе, чем на крыльях (рис. 5.53, а). В синформной (имеющей форму синклинали) антиклинальной складке крылья сходятся книзу, а породы в ядерной части древнее, чем на крыльях (рис. 5.53, б). Таким образом, сама по себе форма складки на тектонически сложных участках еще не является основанием для выводов о стратиграфической последовательности пластов, наблюдаемых в обнажении. Антиформные синклинали — это, по существу, ложные антиклинали. Они дезориентируют исследователя, привыкшего к тому, что в ядрах антиклиналей он видит породы более древние, чем на крыльях. Точно так же синформные антиклинали могут быть названы ложными синклиналиями, поскольку стратиграфическая последовательность напластования в них обратна последовательности, обычной для синклиналей в районах со слабыми дислокациями.

Термины «ложная антиклиналь» и «ложная синклинали» применимы и в том случае, когда речь идет о несоответствии видимой и истинной формы складки. Например, в условиях расчлененного рельефа наблюдаемая издали антиклинальная складка будет иметь вид синклинали, если угол погружения

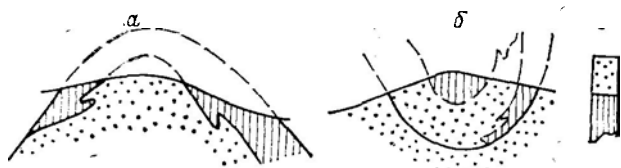


Рис. 5.53. Антиформная синклинали (а) и синформная антиклиналь (б).

Утолщенные линии — тектонические разрывы; а — порядок залегания стратиграфических подразделений в нормальном стратиграфическом разрезе.

шарнира складки круче, чем угол падения поверхности склона. При тех же условиях синклинальную складку издали можно принять за антиклинальную [Байкенов Ш. А. и др., 1966 г.; Казанин Ю. И., 1976 г.].

### 5.7.2. ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Стратиграфические исследования в областях развития сложнодислоцированных комплексов могут быть успешными только в том случае, если имеют характер комплексных полевых структурно-стратиграфических исследований в виде цепи операций: выявление и прослеживание литологических реперов — расшифровка тектонической структуры зоны (района) — разработка стратиграфической схемы сложнодислоцированного комплекса.

**Изучение литологических реперов.** В районах распространения сложнодислоцированных комплексов литологические реперы (маркирующие пласты, пачки и сочетания пластов и пачек) должны обладать исключительно четкими отличительными признаками, позволяющими узнавать реперы даже в небольших изолированных обнажениях. В связи с этим достаточно своеобразными должны быть и элементы репера (слагающие его пачки и пласты), и само их сочетание (порядок залегания, характер контактов между пластами, соотношение их мощностей).

Как правило, литологические реперы выделяют в первых рекогносцировочных маршрутах, которые строят таким образом, чтобы несколько раз пересечь весь комплекс развитых в районе отложений. В протяженных, иногда многокилометровых, пересечениях через складчато-разрывные зоны искомые литологические реперы могут быть представлены интервалами мощностью всего лишь в несколько метров, но именно эти несолидные, на первый взгляд, маркеры нередко служат той нитью, с помощью которой распутывается весь клубок сложнейших геологических соотношений. Так, например, при изучении участка Ачикташ в западной части Киргизского хребта (см. рис. 5.49), сложенного довольно монотонной карбонатно-сланцевой толщей, в качестве реперных горизонтов были использованы заключенные среди сланцев маломощные (в несколько десятков сантиметров) прослой кварцитов («будинированные кварциты»), залегающие в контакте с мраморами, и горизонт графит-мусковит-кварцевых («углистых») сланцев (см. рис. 5.49) мощностью 8—15 м.

Выделенные в разрезе литологические реперы необходимо проследить по возможности на всей площади изучаемого района. Эту весьма трудоемкую, но необходимую операцию выполняют в основном путем наземных геологических маршрутов,

ориентированных по простиранию литологических реперов. Решение задачи несколько облегчается при хорошей дешифрируемости реперных образований, но, как показывает опыт, результаты предполевого и полевого дешифрирования сложно-дислоцированных комплексов недостаточно надежны и почти всегда требуют серьезной наземной проверки.

При прослеживании литологических реперов в тектонически сложных районах необходимо учитывать ряд обстоятельств. Во-первых, прерывистость реперов, обусловленную существованием многочисленных складчатых разрывов, параллельных кливажу или сланцеватости (см. рис. 5.49, 5.55, б). Во-вторых, нередко наблюдаемое различие в общем простирании литологического репера и в простирании его фрагментов на отдельных участках района, что опять-таки связано с существованием складчатых разрывов (см. рис. 5.55). В-третьих, исключительно сильную изменчивость видимой мощности репера, причиной чего могут служить чешуйчатая структура участка, увеличение (уменьшение) числа (размеров) складок, изменение крутизны наклона их крыльев, изменение соотношения между углом падения слоев и крутизной склона и т. д. (см. рис. 5.49). Наконец, что самое главное, опознавание реперов при их прослеживании на площади должно основываться на вещественных, а не на структурно-тектонических признаках.

Как уже отмечалось, необходимо знать достаточно тонкие литологические отличия каждого репера от сходных с ним других нереперных интервалов стратиграфического разреза. В условиях сложной складчато-разрывной тектоники само по себе пространственное расположение литологически сходных образований (выходы в пределах единой полосы, на одном гипсометрическом уровне, симметричные выходы на противоположных крыльях складки) (рис. 5.54) не может служить критерием для отнесения их к одному и тому же литологическому реперу. Сказанное относится ко всем трем типовым обстановкам сложнодислоцированных комплексов (см. рис. 5.44), однако резко всего перечисленные особенности литологических реперов проявляются в зонах развития крутонаклоненных чешуй, образовавшихся за счет переработки пологозалегающих тектонических пластин.

Поведение литологических реперов должно быть воспроизведено на геологической карте с максимальной точностью, поскольку это имеет прямое отношение к правильному пониманию тектонической структуры, а следовательно, и стратиграфии изучаемого района. Особое внимание нужно обращать на места исчезновения (обрыва, выклинивания) литологических реперов, тяготеющие к зонам тектонических нарушений.

Наряду с литологическими реперами необходимо выявлять и картировать, соблюдая те же самые требования, нормальные контакты других нереперных стратиграфических подразделений.



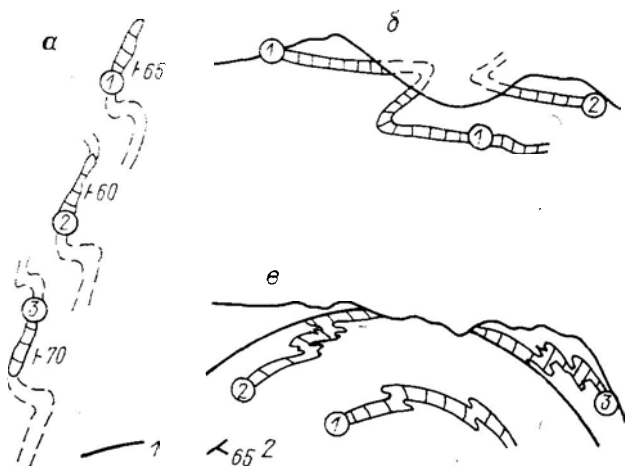


Рис. 5.54. Литологически сходные реперы (цифры в кружках), занимающие различное положение в нормальном стратиграфическом разрезе сложнодислоцированного комплекса.

*a* — выходы реперов 1, 2 и 3 в пределах единой полосы (план); *б* — залегание реперов 1 и 2 на одном гипсометрическом уровне; *в* — залегание реперов 1 и 2 на противоположных крыльях антиформной складки.  
 1 — деформированная поверхность сместителя разрывного нарушения; 2 — элементы залегания.

**Определение морфологии тектонических структур.** В результате детального прослеживания литологических реперов и границ между другими толщами и пачками создаются предпосылки для расшифровки тектонической структуры сложнодислоцированного комплекса. Основная задача исследования на этом этапе — выявление тектонических контактов (следов поверхностей разрывных нарушений), служащих границами блоков, пластин, чешуй. Лишь немногие из разрывов, чаще всего наиболее молодые, послескладчатые, второстепенные по своей значимости, могут быть обнаружены путем дешифрирования аэрофотоматериалов (рис. 5.55, *a*). Следы остальных, главным образом соскладчатых, разрывов проводятся на геологической карте через точки обрыва границ литологических реперов и других точно закартированных геологических границ (рис. 5.55, *б*). Чтобы выявить соскладчатые разрывы и правильно показать на карте их конфигурацию, необходимо знать отличительные признаки разрывов, свойственных различным разновидностям (см. рис. 5.44, *a*, *б*, *в*) сложнодислоцированных комплексов.

Разрывы, ограничивающие субгоризонтальные или пологозалегающие тектонические пластины (см. рис. 5.44, *a*), обычно разделяют участки, существенно различающиеся характером стратиграфического разреза. Эти разрывы пересекаются крутонаклоненными разрывами и кливажными поверхностями. Следы их на карте параллельны общему простиранию слоистости.

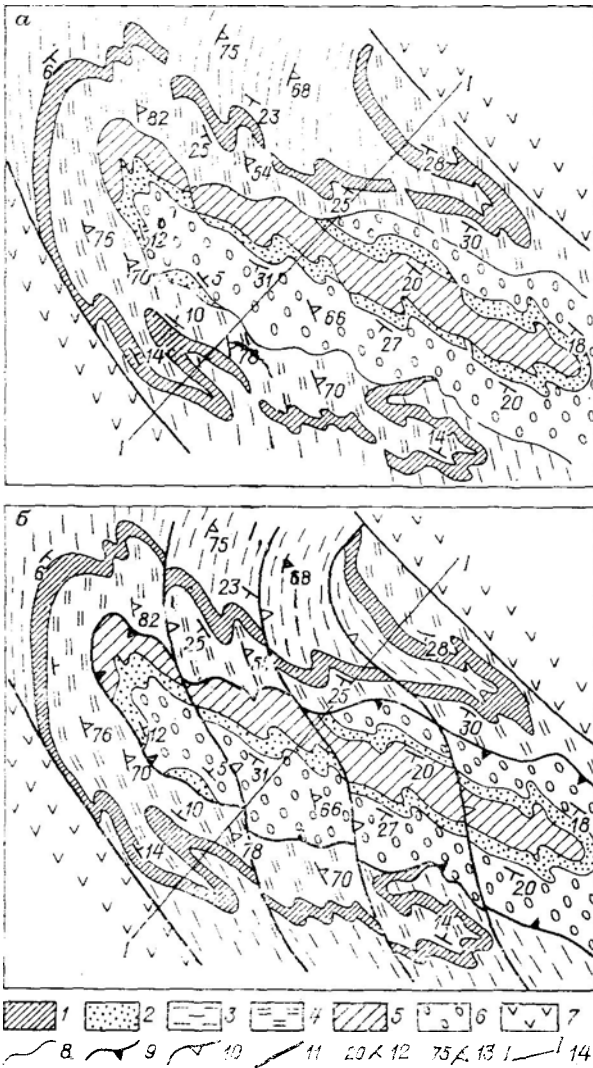


Рис. 5.55. Определение тектонической структуры сложноподвиженного комплекса на основе изучения литологических реперов.

а — изображение литологических реперов и других стратиграфических подразделений на предварительном варианте полевой геологической карты; б — вариант полевой геологической карты, на котором показаны складчатые разрывы, проведенные через точки обрыва литологических реперов.

1, 2 — литологические реперы; 3—7 — другие стратиграфические подразделения; 8 — прослеженные границы (на схеме б — стратиграфические контакты); 9, 10 — ориентировка сместителей складчатых разрывов; 9 — ранних, 10 — поздних; 11 — после складчатые разрывы; 12, 13 — ориентировка поверхностей; 12 — слонистости, 13 — кливажа; 14 — линия разреза.

а в более метаморфизованных частях разреза параллельны, кроме того, кристаллизационной (докливажной) сланцеватости. Надежнее всего такие разрывы устанавливаются в районах с сильно расчлененным рельефом, где нередко можно видеть шарьяжные перекрытия молодых пород более древними. В недостаточно обнаженных районах со слабо расчлененным рельефом выделение складчатых разрывов должно проводиться на основе очень тщательного анализа всей геологической обстановки. Здесь важно обратить внимание на локальные разрывы надвигового и взбросового типа со сместителями, падающими навстречу друг другу, под полосу развития более древних образований, поскольку подобные разрывы могут оказаться частью деформированной поверхности срыва или шарьирования [Методическое пособие. . ., 1980]. Разрывы, разграничивающие крутонаклоненные чешуи (см. рис. 5.44, б), отличаются тем, что их сместители ориентированы так же, как поверхности кливажа. В связи с этим систематическое измерение залегания кливажа позволяет в большинстве случаев с достаточной точностью показать на карте и простирание, и падение сместителей указанных разрывов.

При расшифровке тектонической структуры сложнодислоцированного комплекса, представленного пакетами крутонаклоненных тектонических чешуй, необходимо выделить на карте, опираясь на приведенные выше признаки (обилие крутонаклоненных разрывов, приближительная параллельность кливажа и длинных крыльев складок, широкое развитие явлений будинажа), зоны с сильно нарушенным залеганием пород и одновременно оконтурить зоны с относительно спокойными дислокациями (см. рис. 5.45, верхний профиль). В дальнейшем зоны умеренно дислоцированных пород используются как опорные участки для составления наиболее представительных частных разрезов — фрагментов будущей сводной стратиграфической колонки. Зоны с сильно нарушенным залеганием пород имеют вспомогательное значение для уточнения строения тех интервалов разреза, которые по тем или иным причинам не могут быть изучены на участках с более простой тектонической структурой. Однако те же самые зоны приобретают первостепенное значение, когда они вмещают тела полезных ископаемых или потенциально рудоносные горизонты.

В ситуации, изображенной на рис. 5.44, в, должны учитываться признаки как пологопадающих, так и крутопадающих разрывов. Вначале следует найти главные разрывы — границы поверхности крупных тектонических пластин, затем положение более поздних разрывов — граничных поверхностей крутонаклоненных чешуй.

Тектоническая структура сложнодислоцированного комплекса может считаться расшифрованной, если установлены границы тектонических пластин (чешуй) и их внутреннее строение (см.

рис. 5.48, 5.49). В каждой пластине (чешуе) необходимо выявить по крайней мере основные складки, ширина которых превышает первые десятки метров, определить ориентировку их шарниров и крыльев, длину крыльев и угол между ними в сечениях, перпендикулярных к шарнирам, соотношение кливажа со слоистостью в разных частях складок.

**Разработка стратиграфической схемы.** После того как расшифрована тектоническая структура сложнислоцированного комплекса, появляется возможность определить стратиграфическую последовательность и мощность развитых в районе отложений. С этой целью вначале изучают разрезы на ключевых (опорных) участках в наиболее представительных по набору пород и хорошо обнаженных тектонических блоках (чешуях). Предпочтение должно отдаваться тем блокам (чешуям), которые характеризуются менее нарушенным залеганием пород. Для каждого такого блока устанавливают порядок залегания и мощность стратиграфических подразделений. Частные разрезы блоков (чешуй) сопоставляют между собой, что возможно в тех случаях, если имеются связующие звенья в виде одинаковых элементов разреза. При корреляции обычно оперируют достаточно мощными стратиграфическими подразделениями (толщами, пачками), однако в зонах с сильнонарушенным залеганием пород нередко приходится «собирать» разрез по ничтожным фрагментам, и корреляция здесь ведется на уровне отдельных пластов или их сочетаний.

В результате сопоставления частных разрезов определяют общий порядок залегания толщ, пачек и пластов в сложнислоцированном комплексе. Для определения нормальной стратиграфической последовательности отложений необходимо располагать палеонтологическими данными или надежно установить по литологическим признакам положение почвы и кровли пластов хотя бы на одном интервале сводного разреза. Возраст отложений определяют обычными методами. При этом нужно иметь в виду, что возраст отложений может существенно отличаться от возраста складчато-разрывных дислокаций, наблюдаемых в сложнислоцированном комплексе.

Необходимость предварительного изучения тектонической структуры для правильного построения нормального стратиграфического разреза иллюстрируется рис. 5.55. Очевидно, что, как бы детально ни был составлен послойный геологический разрез по линии I—I, он не может быть использован для построения нормального стратиграфического разреза, прежде чем на участке будут выявлены все более или менее существенные тектонические разрывы. О том же свидетельствуют и реальные примеры. Стратиграфическая схема верхнепротерозойских отложений, развитых по берегам р. Ачикташ (см. рис. 5.49), ранее, до обнаружения многочисленных соскладчатых разрывов (границные поверхности деформированных тек-

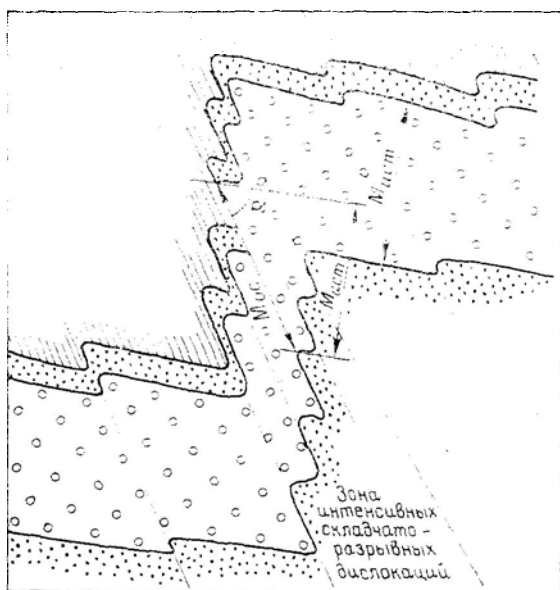


Рис. 5.56. Определение мощности пачки (пласты в зоне с сильнонарушенным залеганием пород; см. обстановки на рис. 5.44, б и в). Профильное (перпендикулярное к шарнирам складок) сечение.

Штриховка отражает ориентировку кливажных трещин.

тонических пластин), трактовалась совершенно иначе: как многократное ритмичное чередование сланцевых и карбонатных пачек мощностью в десятки — первые сотни метров. Нормальный стратиграфический разрез палеозойских отложений в низовьях р. Эбита (см. рис. 5.48) выглядел иначе, пока не были обнаружены и прослежены полого- и крутонаклоненные разрывы, согласные с простиранием и падением свит.

Определение мощности стратиграфических подразделений, образующих сложнодислоцированный комплекс, следует по возможности проводить на участках, соответствующих зонам со слабонарушенным залеганием пород. В этом случае истинную мощность измеряют обычным способом — в направлении, перпендикулярном к граничным поверхностям пачки (пласта). Если наблюдения проводят в зонах с сильнонарушенным залеганием пород, измерению подлежат пласты (слои) на пологих, не параллельных кливажу крыльях складок (рис. 5.56). При этом сначала определяют осевую мощность  $M_{ос}$  пласта (серии пластов), т. е. расстояние между граничными поверхностями пласта (серии пластов), измеренное в профильном (перпендикулярном к шарниру складки) сечении, в направлении, параллельном следам поверхностей кливажа. Истинную мощность

$M_{\text{нет}}$  определяют из соотношения  $M_{\text{нет}} = M_{\text{ос}} \sin \alpha$ , где  $\alpha$  — угол между плоскостью кливажа и плоскостью слоистости.

Общая мощность нормального стратиграфического разреза в зоне интенсивных складчато-разрывных дислокаций обычно оказывается сравнительно небольшой — несколько сотен метров, реже 1—2 км. Иногда она в несколько раз или на порядок меньше той мощности, которая была установлена в том или ином конкретном районе без учета особенностей тектонической структуры: повторения в разных тектонических пластинах (чешуях) или в разных складках внутри пластины одних и тех же стратиграфических подразделений.

Отечественный и зарубежный опыт изучения сложнодислоцированных комплексов определенно свидетельствует, что районы широкого их распространения не являются благоприятными объектами для детальных стратиграфических исследований. Проведение таких исследований трудоемко, а результаты далеко не всегда бывают однозначными. Однако еще более трудными были эти объекты для геологов, выполнявших работы в среднем и мелком масштабах. Именно в этих районах было допущено больше всего ошибок при определении нормальной стратиграфической последовательности отложений, что влекло за собой ошибки в понимании тектонической структуры, магматизма, металлогении и истории геологического развития. Именно в этих районах опорные стратиграфические соотношения, на которых базируются существующие стратиграфические схемы, должны быть тщательно проверены в полевых условиях. Во многих случаях полученные результаты позволят прийти к принципиально новым представлениям о строении нормального стратиграфического разреза и, как следствие, к новым представлениям об условиях осадконакопления, потенциальной рудоносности отложений, глубине залегания продуктивных толщ и пачек.

Сложнодислоцированные комплексы — это объекты такого рода, где стратиграфические построения немислимы без тщательного структурно-тектонического анализа. Но после завершения исследований на опорных (ключевых) участках, когда нормальный стратиграфический разрез комплекса или порядок залегания в нем стратиграфических подразделений установлены, стратиграфические данные в свою очередь могут в полной мере использоваться для расшифровки тектонических структур и других особенностей геологического строения на всей территории района. Процесс картирования при этом упрощается и уже не требует таких больших затрат времени, как в начале цикла геологосъемочных работ.

## 5.8. КОМПЛЕКСНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СТРАТИГРАФИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ ВНУТРЕННИХ АКВАТОРИЙ И ШЕЛЬФА ОТКРЫТЫХ МОРЕЙ

Непосредственным объектом стратиграфических исследований при геологическом изучении дна акваторий служат, как обычно, осадочные и вулканогенные образования, их временные и пространственные взаимоотношения. Помимо литифицированных пород стратиграфическому расчленению подвергаются рыхлые, в том числе динамичные покровные, донные осадки, представляющие собой новейшие геологические образования почти исключительно морского (озерного) происхождения. Главная задача исследований — установление конкретных возрастных соотношений горных пород для определенных участков дна акватории в палеогеографических, структурных, поисково-разведочных и прочих целях, а также корреляция пород и осадков в пределах морского дна и сопоставление с соответствующими стратиграфическими подразделениями (шкалами) суши. В конечном итоге стратиграфические исследования должны раскрывать историю геологического развития акваториального участка поверхности земной коры.

Совершенно очевидно, что морские стратиграфические исследования в пределах континентальной окраины или шельфа тесно связаны с региональной стратиграфией окружающей или прилегающей суши, и существует определенная преемственность в методических основах стратиграфического расчленения пород субаэральной и субаквальной частей единого геоблока или сопредельных блоков (структур) переходной зоны.

Основой стратиграфии донных отложений служит группа методов так называемых прямых геологических наблюдений, которые осуществляются с помощью комплексного пробоотбора (отбор колонок трубками и образцов ковшами и драгами), бурения, наблюдения из подводных аппаратов и в легководолазном снаряжении. В этом случае наблюдаются, измеряются, опробуются и описываются естественные геологические объекты на поверхности и в разрезе морского дна. Изучаются макроскопические различия внешнего облика исследуемых образований, геологическая позиция, литологический состав, текстура, физическое состояние, цвет, включения и т. п. Несмотря на большое значение, возможности использования указанных методов из-за их трудоемкости, технической сложности и высокой стоимости очень ограничены.

В практике изучения геологического строения морского дна, в том числе и в стратиграфии донных осадков, более широко используется группа методов косвенных геофизических наблюдений. Объем информации, полученный при помощи этих методов, и эффективность их использования в морских усло-

виях во многом превышают результаты прямых геологических наблюдений. Косвенные геофизические методы позволяют выделить в исследованном разрезе особые подразделения, представляющие собой элементы физической или литофизической стратификации, находящиеся в определенных соотношениях со стратиграфическими подразделениями. Процесс выявления и установления этих соотношений составляет суть стратиграфической интерпретации геофизических данных.

Наибольший стратиграфический эффект при изучении геологического строения морского дна дают геофизические методы, фиксирующие аномалии акустического (сейсмического) поля, а среди них метод отраженных волн (МОВ). Универсальность МОВ позволяет использовать соответственно специализированные его модификации для расчленения плотных пород и рыхлых отложений. В последнем случае используется особая группа так называемых сейсмоакустических и геолокационных методов.

Существенную роль в стратиграфии геологических образований морского дна играют геофизические методы, фиксирующие аномалии электрического поля по естественным и вызванным параметрам. Здесь могут быть использованы методы естественного электрического поля (ЕП), дипольного профилирования и др. При использовании геофизических методов необходимо знать и учитывать ограничение косвенных наблюдений в море, главное среди которых — возможность решения только «прямой задачи», т. е. выявления и фиксации той или иной аномалии физического поля морского дна. На основе прямых и косвенных наблюдений, в лучшем случае по комплексному использованию этих методов, осуществляются расчленение разрезов морского дна и их корреляция. Использование непрерывной регистрации данных в морских условиях методом переменной плотности в аналоговой форме и временном масштабе дает возможность оперативной корреляции литофизических подразделений геологического разреза на теоретически неограниченной площади морского дна.

Перечисленные методы косвенных стратиграфических исследований разработаны применительно к морским условиям и не безразличны к таким параметрам водной толщи, как ее мощность и соленость. Существуют определенные технические возможности, например использование специальных контейнеров с соленой водой или мелководных систем излучателей, которые позволяют применять разработанную методику и на пресноводных акваториях.

Главная особенность морских стратиграфических исследований заключается в постоянном присутствии слоя воды различной мощности, который всегда изолирует исследователя от изучаемого объекта, являясь не только пассивным экраном, но и активной средой с постоянно меняющимися параметрами.



Отсюда вытекает необходимость применения в стратиграфических целях большого объема косвенных, иногда принципиально новых методов исследований, среди которых преобладают различные модификации морской сейсмики: от геолокации эхолотного типа до сейсмических наблюдений методом отраженных волн (МОВ—ЦЛ). Здесь же следует подчеркнуть, что, во-первых, среди указанных методов для стратиграфических исследований наибольшей эффективностью обладает сейсмоакустический и, во-вторых, главным объектом стратиграфических исследований служат осадочные толщи морского дна, так как вулканогенные образования с высокой плотностью представляют собой «жесткий акустический экран» или плоскость (границу) почти полного отражения упругих колебаний, генерируемых излучателями.

С помощью сейсмоакустического метода в большинстве случаев можно достаточно быстро и весьма детально рассчитать исследуемые осадочные толщи дна по профилям на ходу судна-носителя. В результате таких исследований выделяются своеобразные «акустические слои» или литофизические комплексы, обладающие различными коэффициентами акустического отражения, зависящими от вещественного состава, физических свойств и условий залегания пород. По самой физической сущности применение этого метода возможно только в водной среде, где постоянно возбуждаются и распространяются прямые и отраженные упругие колебания.

Основой методики являются непрерывное (в движении) прослеживание и регистрация отражающих границ внутри толщи пород по профилю. Обычно, хотя и необязательно, эти границы соответствуют поверхностям напластования или существенным изменениям физических свойств пород, изменениям структуры, текстуры, петрографического состава и т. п. Запись (регистрация) границ в прямоугольной системе координат на равномерно движущейся ленте (сейсмограмме) представляет собой акустико-геологический (сейсмогеологический) разрез во временном масштабе, который в первом приближении (а при определенных условиях и весьма точно) соответствует общепринятому графическому изображению геологического (стратиграфического) разреза. В морской геофизике такая форма записи информации носит название аналоговой формы регистрации методом переменной плотности (рис. 5.57).

Сейсмические методы (непрерывное сейсмоакустическое профилирование НСП, МОВ—ЦЛ) широко применяются для расчленения разреза плотных осадочных пород и прослеживания отдельных горизонтов внутри толщи. Этими методами на дне Финского залива фиксируются характерные выходы известняков ордовика, резко контрастирующие с участками поздне-последнедевической аккумуляции на рубеже плейстоцена и голоцена (рис. 5.58).

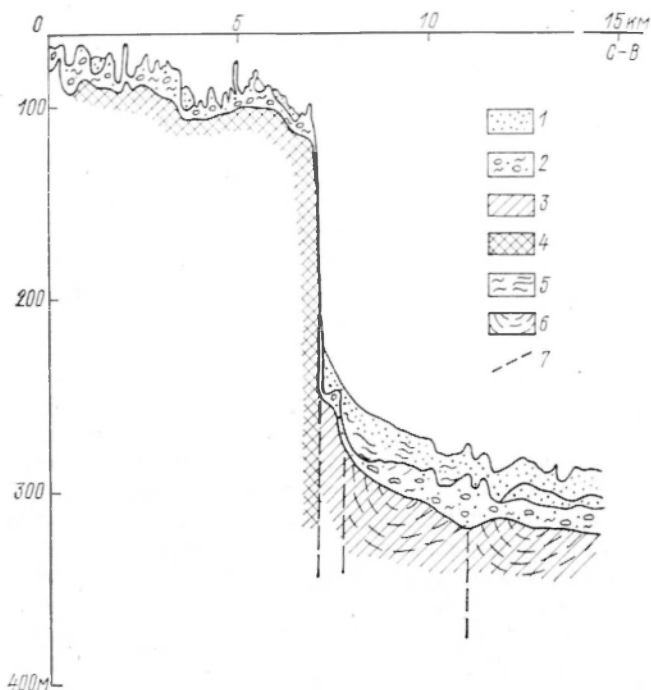


Рис. 5.57. Сейсмогеологический разрез западной части дна Белого моря.

1 — поздне-последлениковые осадки; 2 — отложения ледникового комплекса (валдайский горизонт); 3 — субплатформенные терригенные отложения протерозойского возраста; 4 — кристаллические породы беломорской серии архейского возраста; 5 — акустические неоднородности; 6 — элементы отражающих поверхностей; 7 — тектонические разрывы.

При относительно глубинных исследованиях с максимальной энергией источника возбуждения упругих колебаний фиксируются лишь основные границы раздела, далеко не всегда имеющие стратиграфическое значение. Соответственно слои, выявленные только по данным сейсмометрии, могут иметь различную стратиграфическую интерпретацию. Следовательно, задачей стратиграфических исследований являются выделение сейсмологических горизонтов (слоев) и сопоставление их с опорными горизонтами суши или данными прямых геологических наблюдений на морском дне (пробоотбор, бурение).

Иногда (при отсутствии или малочисленности прямых геологических данных) сейсмологические разрезы имеют вариантную трактовку или гипотетичность. Подобная ситуация возникает при интерпретации «высокоскоростных», вероятно, древних осадочных образований, сохранившихся, например, во впадинах кристаллического фундамента юго-восточного склона Балтийского кристаллического щита. Они с той или иной долей

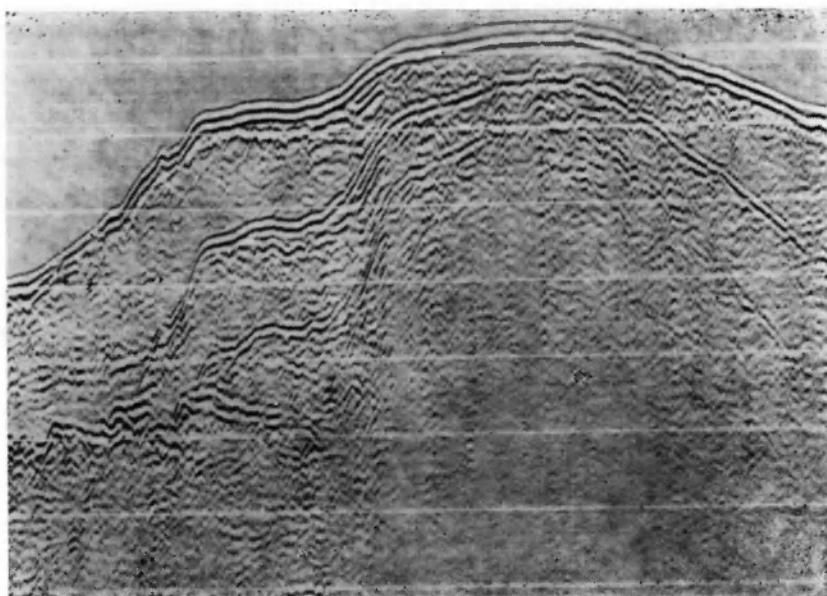


Рис. 5.58. Сейсмограмма НСП, фиксирующая ордовикские известняки на дне Финского залива.

вероятности могут относиться к фрагментам различного кайнозойского чехла или разным плейстоценовым образованиям.

При надежных критериях интерпретации, которыми могут быть только данные пробоотбора и бурения на шельфе, возможно расчленение разреза плотных осадочных пород с большей детальностью [Левин А. С., Мирандов В. С., 1977]. Глубинность стратиграфических исследований сейсмическими методами зависит от применяемых систем аппаратуры и физических (плотностных) свойств разреза. В среднем она достигает 300—400 м в глубину от поверхности дна. Например, на шельфе Черного моря нижним пределом диапазона «сейсмической стратиграфии» служит кровля таврической свиты, а на атлантической континентальной окраине Северной Америки — кровля палеозойских пород. Собственно сейсмическое профилирование (МОВ) позволяет грубо (с разрешающей способностью 30—50 м) расчленить осадочный покров шельфа на глубину от 3 до 5 км.

Особенно широко применяются сейсмические методы при стратиграфических исследованиях рыхлых осадочных (существенно четвертичных) отложений морского дна. Для этих целей используются модификации аппаратуры, работающей на ультразвуковых и звуковых частотах (низкочастотные эхолоты, геоло-

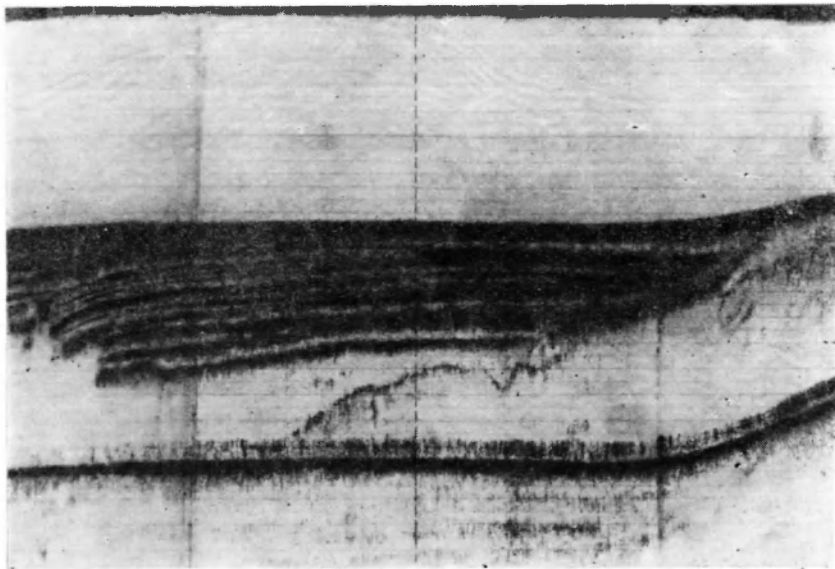


Рис. 5.59. Сейсмограмма с записью разреза ленточных глин (Белое море).

каторы эхолотного типа, профилографы типа «Аквамарин» и «Спаркер»). С помощью этих приборов возможно расчленение всего исследуемого разреза с различной степенью детальности. В качестве примера можно сослаться на стратиграфические исследования гляциальных шельфов Северо-Запада СССР, где с высокой степенью достоверности выделяются такие разномасштабные элементы их строения, как седиментационный ритм (сумма лент) в толще ленточных глин и ледниковый литолого-стратиграфический комплекс, синхронный эпохе валдайского позднеплейстоценового оледенения [Алявдин Ф. А., Мануйлов С. Ф. и др., 1977 г.]. Разрешающая способность в этом случае меняется от 30—50 см до 10 м и более (рис. 5.59).

Применительно к четвертичным отложениям в последнее время развивается новое направление — сейсмоакустическая стратиграфия. Указанный метод эффективно применяется при изучении шельфа ледниковых областей — гляциальных шельфов. Для расчленения этих образований используют последовательное и дискретное увеличение плотности отложений с глубиной разреза при условии, что в пределах глубины изучения постоянно отмечаются «абсолютно жесткий» акустический экран (в данном случае магматические и метаморфические образования Балтийского щита), «акустическая прозрачность» морских отложений, специфический характер отражения от ритмично-

слоистых водно-ледниковых образований и неоднородная запись зондирующих сигналов.

Акустические, и прежде всего скоростные, параметры, как правило, находятся в прямой зависимости от литологического состава и структурно-текстурных характеристик отложений. Это обеспечивает возможность отождествления элементов физического (геофизического) расчленения с конкретными геологическими объектами, имеющими определенный однородный вещественный состав, плотность, пористость, стадию породообразования и четкие ограничения (кровлю, подошву). Можно говорить о своеобразном литофизическом принципе, лежащем в основе сейсмоакустической стратиграфии рыхлого разреза гляциального шельфа. Этим методом расчленена мощная толща верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений в таких типичных районах гляциального шельфа, как Кандалакшский и Онежский заливы Белого моря, Финский залив Балтики. Местами здесь в толще почти 100-метровой мощности выделяются три крупных элемента литофизической стратификации. Вглубь от поверхности дна прослеживается 10—15-метровый слой морских отложений песчано-алевролитового состава со слабопроявленной субгоризонтальной слоистостью и следами размывов. Эти отложения находятся в стадии сингенеза и с точки зрения сейсмоакустики представляют собой трехкомпонентную физическую систему, состоящую из твердого скелета с порами, заполненными жидкостью и газом. Скорость распространения звуковых колебаний в них от 1450 до 1500 м/с.

При помощи микропалеонтологического анализа установлено, что рассматриваемые отложения, представляющие собой определенное литостратиграфическое подразделение, имеют средне-позднеголоценовый возраст (в интервале от бореального до современного) и занимают конкретное положение в местной стратиграфической схеме.

Ниже располагается 20—25-метровая толща алевритово-глинистых слоистых, иногда ленточно-слоистых, реже однородных водно-ледниковых отложений в стадии начального диагенеза. По данным НСП этот элемент физической стратификации проявляется нечетко и может быть выделен только при сравнительном анализе протяженных участков сейсмограмм, а также достаточном опыте подобных наблюдений. При высоких частотах зондирования ленточно-слоистой части разреза однообразии литологического состава иногда вызывает весьма характерные увеличения числа кратных отражений.

Изучение ленточных отложений в низких частотах создает на сейсмограмме видимый эффект подобия ритмичного чередования седиментационных пачек, скорость распространения звука в которых колеблется от 1600 до 1800 м/с. Анализ этих материалов позволил выделить определенный литостратиграфический

раннеголоценовый—позднеплейстоценовый комплекс отложений в интервале от пребореала до раннего дриаса.

Особым литологическим репером является нижележащая 50—60-метровая толща ледниковых (моренных) валунных глин и алевроитов с прослоями песчаного материала. Плотность морены по сравнению с вышележащими образованиями резко возрастает. Эти отложения находятся на различных, иногда достаточно высоких, стадиях диагенеза и, как правило, имеют четко выраженную кровлю и подошву, подчеркивающуюся размывами и базальными горизонтами.

Сейсмоакустические критерии морены определяются высокой скоростью прохождения звуковых колебаний, достигающей 3000 м/с, нерегулярностью записи, смещением осей синфазности, пилообразным типом сейсмоакустических трасс и наличием разномерных акустических неоднородностей.

Очевидное литофизическое обособление морены, ее изменчивые и крайне специфические условия залегания в сейсмогеологическом разрезе наряду с прямыми геологическими признаками позволили выделить опорный литостратиграфический комплекс позднеплейстоценового (валдайского) возраста. Таким образом, была выявлена, установлена и обоснована связь физического (геофизического) выражения двухмерных объектов акустического поля шельфа и местных (или региональных) климатостратиграфических подразделений.

Выделение с помощью высокочастотной сейсмики в условиях гляциального шельфа маломощных стратиграфических подразделений (менее 10 м) в настоящее время оказывается затруднительным или невозможным, а при низкочастотном зондировании ограничивается глубиной исследований.

Как и любой другой геофизический метод, сейсмоакустика не позволяет однозначно решать так называемую обратную задачу и без интерпретационных (параметрических) наблюдений установить соответствие поверхностей отражения звука и конкретных литологических границ. В этом определенная условность сеймостратиграфических, и прежде всего глубинных, построений.

В стратиграфических целях при изучении осадочных образований шельфа используют возможности и некоторых других методов морских геофизических исследований. Расчленение покровных осадочных образований проводят с помощью электроразведочного метода (ВЭЗ) [Хомянский М. А., Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., 1975 г.]. При этом исходные (опорные) наблюдения выполняют на суше или на мелководье. Более ограничен в своих возможностях метод вызванной поляризации (ВП), с помощью которого выявляются горизонты, обогащенные электропроводящими минералами.

Таким образом, основой стратиграфических исследований остаются пробоотборные и буровые методы, позволяющие

изучить либо подводное обнажение, либо керн (колонку). Поскольку технология изучения керна, полученного с морского дна, и отбор из него образцов на различные виды анализов аналогичны традиционным операциям на суше, целесообразно обратить внимание только на пробоотборный метод так называемого «стратиграфического» драгирования. Метод заключается в многократно повторяющемся понтервальном (дискретном) драгировании крупных обнаженных подводных склонов вкосте профиля строго по одному и тому же профилю. Соблюдение условий драгирования позволяет послойно опробовать субвертикальную подводную поверхность от подножия до бровки. Метод стратиграфического драгирования получил широкое распространение при работах в зоне материкового склона (рис. 5.60).

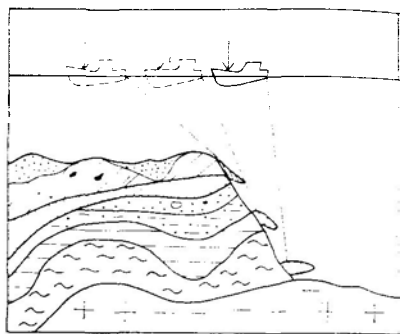


Рис. 5.60. Принципиальная схема «стратиграфического» драгирования.

Важнейшую составную часть стратиграфических исследований шельфа составляет камеральная (лабораторная) обработка собранного в море фактического материала. В генеральной схеме камеральной обработки различаются два направления, одно из которых включает в себя комплекс стратиграфической интерпретации геофизических данных, например последовательные операции перехода от временного к сейсмогеологическому, а затем к геологическому разрезу, второе — различные виды анализов с целью установления относительного или «абсолютного» возраста пород. Применительно к образцам, собранным на морском дне или из толщи осадков, используется весь арсенал палеонтологических, литолого-петрографических, геохимических, палеомагнитных и физических методов исследования.

Для четвертичных отложений шельфа особое значение имеет палинологический метод. В последние годы сформировалось самостоятельное его направление, получившее название маринопалинологии. Этот метод обеспечивает не только надежное определение относительного возраста осадков, но и позволяет осуществлять корреляцию отдельных частей разреза четвертичных отложений вне зависимости от их генезиса и фашиальных разновидностей. Благодаря своей универсальности анализ дает положительные результаты при исследовании осадков разной крупности, а также незначительной мощности [Коренева Е. В., 1955] (рис. 5.61). На большей части шельфа СССР перспективно также использование диатомового анализа [Жузе А. П., 1962] (рис. 5.62).

Рис. 5.61. Спорово-пыльцевая и диатомовая диаграммы разреза четвер

1 — алевропесок с раковинным детритом и галькой; 2 — алевролит с целыми створками ными остатками и примесью песка; 4 — песчаный алевролит с простом глины; 5 — песок; 7 — пыльца древесных пород, 8 — пыльца травянистых и кустарничковых растений, ольха, 14 — вересковые, 15 — злаки, 16 — осоки, 17 — полынь, 18 — маревые, 19 — ивники, 22 — плауны; 23—26 — диатомовая диаграмма: 23 — сублиторальные, 24 — нери диатомей (а — единично, б — редко, в — нередко, г — часто,

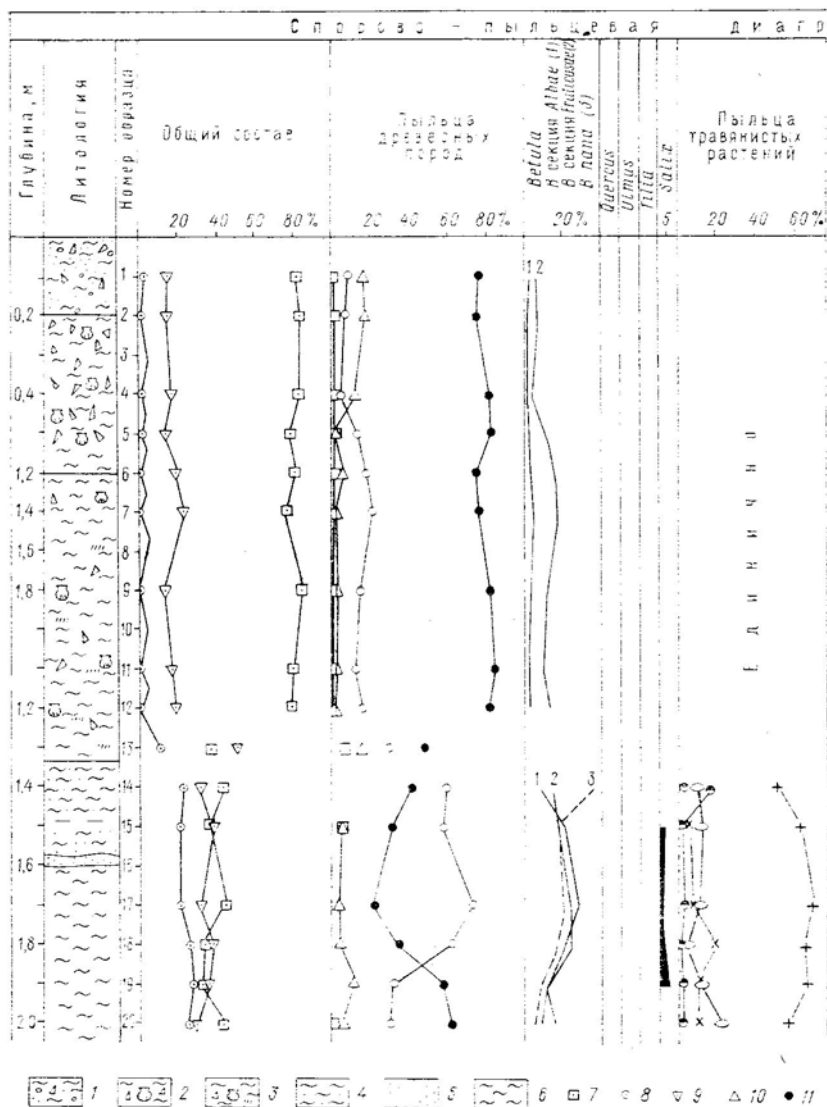
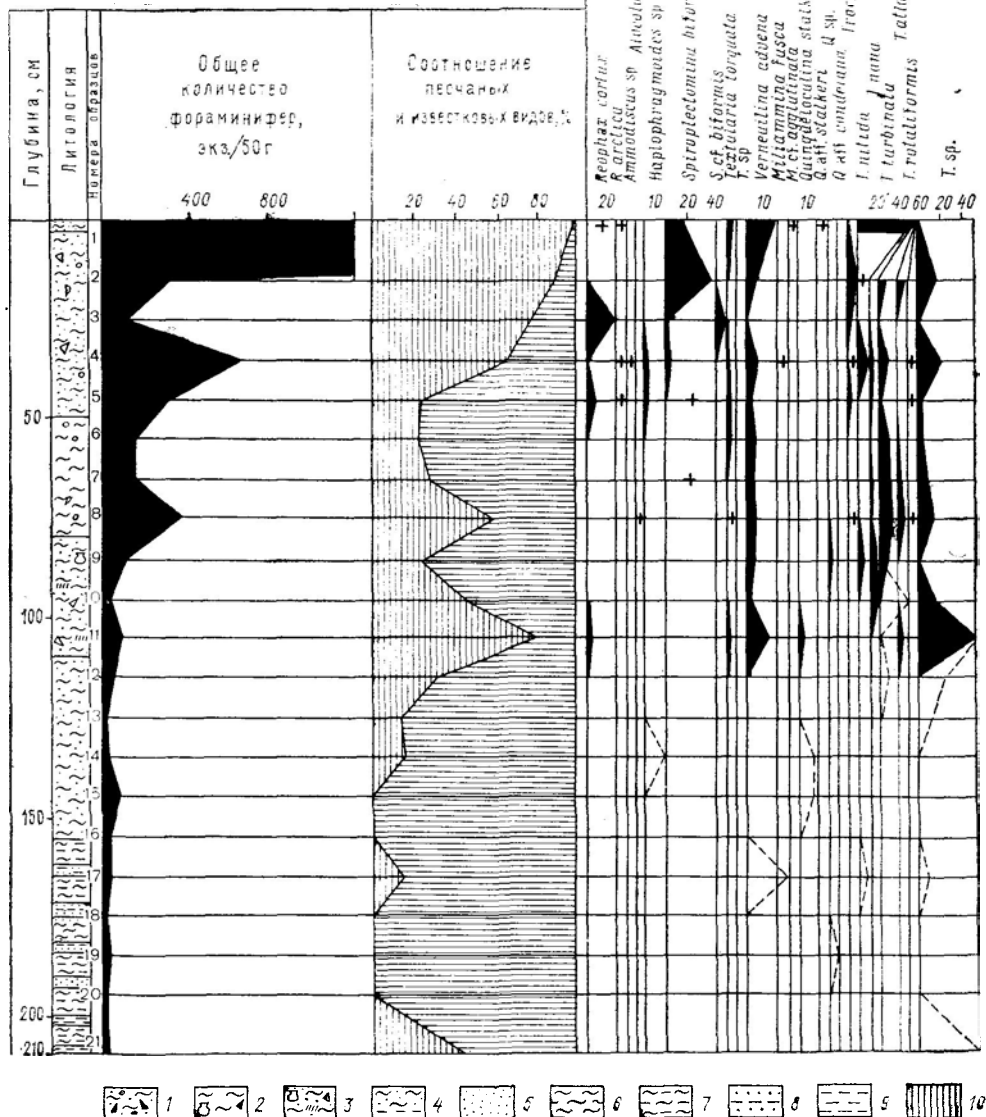






Рис. 5.62. Распространение фораминифер в разрезе четвертичных отложений дна Белого моря.

1 — алевропесок с раковинным детритом и галькой; 2 — алеврит с целыми створками и обломками раковин; 3 — то же, но с растительными остатками и примесью песка; 4 — песчаный алеврит с примесью глины; 5 — песок; 6 — алеврит; 7 — глинистый алеврит; 8 — переслаивание песка и глины; 9 — глина; 10 — песчаные виды; 11 — известковые виды; 12—14 — комплексы: 12 — трансгрессивные, 13 — регрессивные, 14 — переходные от трансгрессивных к регрессивным; 15 — присутствие фораминифер в количестве менее 1%; 16, 17 — виды: 16 — известковые, 17 — песчаные; 18, 19 — процентное содержание фораминифер: 18 — выше, 19 — ниже абсолютного количества.





Для стратиграфического расчленения морских отложений важны комплексы морской макро- и микрофауны. Особенно большое значение они имеют в стратиграфии новейших отложений, в которых эти палеонтологические остатки встречаются особенно часто [Федоров П. В., 1978].

С общих позиций особенности стратиграфических исследований дна внутренних акваторий и шельфа открытых морей обусловлены прежде всего тем, что объектом этих исследований являются прежде всего морские четвертичные отложения. Биостратиграфический метод в общих случаях не может обеспечить основы для дробного расчленения этих отложений. Несравненно более достоверной и действенной при расчленении существенно моногенного и молодого рыхлого покрова морского дна является детальная климатостратиграфическая база. Сама климатостратиграфическая основа расчленения морских четвертичных отложений должна строиться на фактическом материале изучения разрезов морского дна и содержащихся в них органических остатков, отражающих исторический ход изменения климата плейстоцена.

## ОПОРНЫЕ И ТИПОВЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Специальное изучение стратиграфических разрезов является одним из основных видов работ как при предварительных тематических исследованиях, так и непосредственно в процессе крупномасштабной геологической съемки. Этим видом исследований обеспечиваются отвечающая масштабу съемки дробность расчленения стратиграфических толщ, определение их возраста, детальное описание и обоснование корреляции выделенных стратиграфических подразделений.

В зависимости от особенностей районов проведения геологосъемочных работ стратиграфические разрезы могут составляться по естественным выходам, искусственным выработкам или по керну буровых скважин. Определенная специфика приемов их изучения связана также с изучением покровных или складчатых отложений. Общее требование к стратиграфическим разрезам в естественных выходах — это их доступность для детального изучения. Необходимым условием изучения разрезов по буровым данным являются бурение скважин в наименее тектонически нарушенных районах, полный выход керна и проведение каротажа. По своему назначению, характеристикам и необходимой полноте изучения различаются опорные разрезы (регионального значения и отдельных структурно-фациальных зон) и типовые разрезы стратиграфических подразделений в пределах конкретных территорий.

### 6.1. ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ

Опорным называется типичный, наиболее полный и лучший в регионе или в структурно-фациальной зоне разрез, характеризующийся достаточной обнаженностью для прослеживания непрерывной последовательности охваченных им стратиграфических подразделений, доступный для детального литологического и палеонтологического изучения, с ясным соотношением : ниже- и вышележащими толщами.

Первая инструкция по правилам изучения опорных стратиграфических разрезов была составлена Л. С. Либровичем и Н. К. Овечкиным [1963]. Развернутые требования к качеству опорных разрезов, набору обязательных методик исследования и характеру документации содержатся в брошюре «Задачи и правила изучения и описания опорных стратиграфических разрезов» [1983], составленной Н. Н. Предтеченским под редакцией А. И. Жамойды.

### 6.1.1. ОПОРНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ЗНАЧЕНИЯ

К первой категории относятся разрезы, представляющие собой наиболее полную и богато палеонтологически охарактеризованную последовательность отложений, типичную для всего седиментационного бассейна или его крупных частей. По объему они должны охватывать интервал отдела или системы. При изучении опорных разрезов региональной категории решаются следующие задачи.

1. Комплексное литологическое и палеонтологическое обоснование расчленения разреза; выделение маркирующих горизонтов, которые могут быть прослежены на большой площади.

2. Описание стратотипов местных и региональных стратиграфических подразделений, если они не были изучены ранее в других районах.

3. Выявление фациального состава отложений и закономерностей палеогеографического развития седиментационного бассейна во времени; определение принадлежности его к той или иной биогеографической провинции или области.

4. Проведение корреляции с подразделениями общей стратиграфической шкалы.

Организация работы на опорном разрезе региональной категории предусматривает обязательное совместное участие в полевых исследованиях литологов и палеонтологов — специалистов по встречающимся в изучаемых отложениях ведущим группам фауны и флоры. Практически это влечет за собой необходимость привлечения специалистов из разных научно-исследовательских институтов (организаций) и проведения комплексных, иногда межведомственных исследований. Такой комплексностью работы обеспечиваются высокое качество литологических, биомических (экостратиграфических) исследований, представительность отбора органических остатков, точная и одинаковая привязка для всех собранных коллекций органических остатков и литологических образцов к слоям конкретных обнажений, столь важная для проведения стратиграфических границ. Открываются большие возможности для палеоэкологического и фациального анализов.

Выбор опорного разреза должен быть согласован с комиссией по опорным разрезам МСК и комиссиями по системам МСК и РМСК (региональными межведомственными стратиграфическими комиссиями). Выбор района опорного разреза с учетом трудоемкости этих исследований имеет огромное значение. Наряду с изложенными выше общими принципами весьма желательно, чтобы в разрезе были представлены стратотипы большинства стратиграфических подразделений изучаемого интервала. Для полноты фаунистического и литолого-фациального изучения отдельные уровни необходимо проследить

по площади. Таким образом, район опорного разреза первой категории должен охватывать значительную территорию. В платформенных условиях это обычно бассейны рек. Опорный разрез силура Подолии, например, охватывает площадь более 1 тыс. км<sup>2</sup> по р. Днестр и его притокам, а по р. Мойеро на Сибирской платформе — примерно 150 км долины этой реки. В складчатых областях, где в силу тектонических причин редко встречается нормальная последовательность целого отдела или системы, для опорных разрезов региональной категории выбирается несколько участков, в результате детального сопоставления которых можно получить необходимые достоверные данные. Обычно такая площадь составляет десятки квадратных километров. Примером может служить опорный разрез девона по р. Исфара.

Порядок описания разреза предполагает два этапа: предварительное изучение и собственно описание опорного разреза.

На этапе предварительного изучения проводят общий осмотр района, описание и послойную зарисовку колонок всех имеющихся обнажений с детальностью, обеспечивающей послойную корреляцию и выявление фациальных изменений. В результате этой работы для платформенных областей составляют стратиграфические колонки обнажений и ряд геологических профилей, на которых изображают корреляцию по пачкам всех изученных отложений, что позволяет избежать ошибок в представлениях о последовательности их в разрезе. Особенно это существенно для однородных толщ, нарушенных разрывами. При работе по долинам рек целесообразно составлять профили по обоим берегам. Для складчатых областей кроме профилей необходимо составлять схематическую геологическую карту масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000 с использованием дешифрирования аэрофотоснимков. В результате проделанной предварительной работы выделяется ряд надстраивающих друг друга обнажений, которые образуют собственно опорный разрез. Эти обнажения маркируют (обычно масляной краской), наносят на геологическую карту и профили.

Особо следует подчеркнуть, насколько важно бывает выяснить непрерывную последовательность отложений. В случае появления сомнений в корреляции отдельных обнажений при отсутствии или недостаточном их перекрытии, наличии каких-либо необнаженных участков обязательно проведение горных работ (расчисток, канав) или бурение скважин с полным отбором керна. Показателен пример классического опорного разреза силура Эстонии [Силур Эстонии, 1970]. По описанию разрозненных обнажений мощность яагаарахуского горизонта оценивалась в 20 м, и лишь при изучении пройденной в районе г. Кингисеппа скважины было доказано, что она составляет более 50 м и в ней трехкратно повторяются сходные ассоциации пород, несколько отличающиеся, однако, составом фауны.





Мощность разреза, принимавшегося за стратотип каугатумского горизонта, оценивалась в 15, а оказалось, что она достигает 60 м.

Описание собственно опорного разреза проводят с наибольшей полнотой, с отражением всех тафономических и литологических особенностей каждого из слоев, т. е. элементарных, однородных по вертикали геологических тел, ограниченных четкими поверхностями наслоения. Послойно же ведут опробование и сбор органических остатков. Для целей точной привязки литологическим и фаунистическим образцам из одного и того же слоя присваивают один номер. Изображают разрез в крупном масштабе (1 : 50 или 1 : 100). Литолого-фаунистическое описание должно сопровождаться тщательной фотодокументацией и зарисовкой тафономических и литологических особенностей пород. Порядок описания и графической документации окраски, структурных, текстурных, плотностных и прочих характеристик пород, равно как и тафономических особенностей фауны и флоры, приведен в ряде методических руководств [Геккер Р. Ф., 1957; Ботвинкина Л. Н., 1962; Марковский Б. П., 1966; Методические указания..., 1969] и здесь не рассматривается. Важно подчеркнуть лишь необходимость разработки весьма детальных условных обозначений для наглядного изображения всех этих особенностей (рис. 6.1). Колонки для существенно терригенных толщ целесообразно составлять рельефными по гранулометрическим признакам (рис. 6.2), а для карбонатных отложений — по устойчивости пород к выветриванию (рис. 6.1), которая связана обычно со степенью глинистости разреза. Непосредственно при полевом описании должны быть сформулированы визуально наблюдаемые литологические и палеонтологические критерии проведения границ пачек, подвит и свит, соотношение этих подразделений с цикличностью различного порядка. Особое внимание следует обращать на выделение и состав маркирующих горизонтов, характер контактов слоев, установление седиментационных перерывов, которые могут служить нередко границами стратиграфических подразделений.

Перечень данных, необходимых для характеристики стратотипов стратиграфических подразделений, подробно изложен в прил. 2 «Стратиграфического кодекса СССР».

#### 6.1.2. ОПОРНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

Определяющим требованием, предъявляемым к опорным разрезам второй категории, является типичность их для отложений, распространенных в пределах отдельных структурно-фациальных зон палеобассейнов седиментации. Эти разрезы охватывают несколько свит, соответствующих ярусу, максимум — отделу системы. Задачи, решаемые при изучении опор-



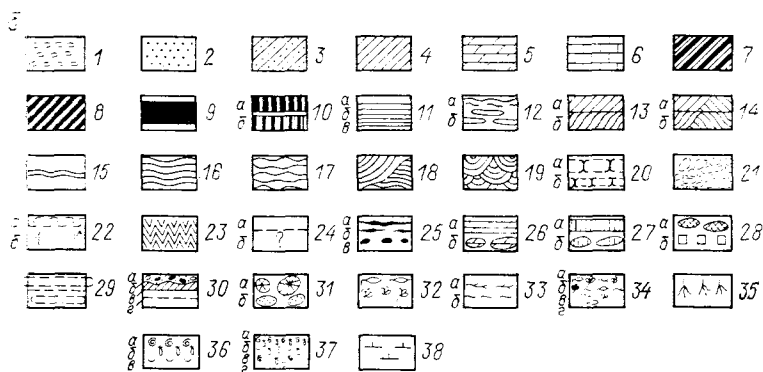


Рис. 6.2. Пример составления колонки (а) и условных обозначений (б) для угленосных отложений с granulометрической кривой и другими литологическими признаками (по Г. А. Иванову).

1 — галечник, конгломерат (коричневый); 2 — песок, песчаник (желтый); 3 — алевроит, алевролит (красный); 4 — глина, аргиллит (зеленый); 5 — мергель (голубой); 6 — известняк (синий); 7 — глина, аргиллит слабоуглистые; 8 — глина, аргиллит углистые; 9 — уголь гумусовый; 10 — уголь сапропелевый (а) — толстая, линии через 3 мм, б — тонкая, линии через 2 мм, в — очень тонкая, линии через 1 мм); 11 — веровно-волокнисто-горизонтальная (а) — линзовидно-горизонтальная (б), 12 — веровно-волокнисто-горизонтальная (а) — линзовидно-горизонтальная (б), 13 — косая однонаправленная (а — прямолинейная, б — криволинейная), 14 — косая разнонаправленная (а — прямолинейно-перекрестная, б — криволинейно-перекрестная), 15 — волнопробойные знаки ряби, 16 — правильно-волнистая, 17 — линзовидно-волнистая, 18 — линзовидно-волнисто-перекрестная, 19 — линзовидно-волнистая мульдобразно-перекрестная; 20–24 — прочие текстуры: 20 — конкреционное (а), полуконкреционное сложенное (б), 21 — комковатость пород, 22 — текстура взмучивания (а), следы деятельности илоядных (б), 23 — «конус в конус», 24 — породы неслоистые (а), слоистость не ясна (б). Для тех же типов слоистости, неясно выраженных, используются пунктирные линии; 25–28 — включения: 25 — угля (а — прослой, б — линзы, в — гальки), 26 — мергеля (а — прослой, б — линзы), 27 — сидерита (а — прослой, б — линзы), 28 — пирита (а — конкреции, б — включения); 29 — участки цементации; 30 — контакты: а — гальки, глины и других пород, б — с разрывом, в — резкий, г — постепенный переход; 31 — стволы деревьев (а — минерализованные, б — с песчаным ядром); 32 — растительные остатки хорошей сохранности; 33 — растительные остатки плохой сохранности (а), растительный шлам и детрит (б); 34 — количество флоры (а — обиле, б — много, в — среднее, г — мало); 35 — корневые остатки; 36 — морская фауна вообще (а), лингулы (б), пелециподы (в); 37 — количество фауны (а — обиле, б — много, в — среднее, г — мало); 38 — известковость пород. Цвета употребляются при раскраске пород.

ных стратиграфических разрезов второй категории, в целом аналогичны таковым для региональных разрезов. К ним относятся: 1) комплексное литологическое и палеонтологическое послонное описание, обоснование расчленения разреза, выделение маркирующих горизонтов; 2) описание местных стратиграфических подразделений, в том числе их стратотипов, если они находятся на участке разреза; 3) фациальная характеристика выделенных стратонов.

Главные задачи, решаемые при изучении разрезов структурно-фациальных зон, — это сопоставление выделенных в них подразделений с единицами региональной и общей шкалы, обоснование их границ.

Первоочередными объектами для постановки исследований опорных разрезов второй категории являются районы, в которых предполагается постановка крупномасштабной геологич-

ческой съемки при наличии соответствующих рекомендаций РМСК и комиссии по опорным разрезам МСК.

Организация работ на опорных разрезах второй категории должна предусматривать совместные полевые исследования литологов и палеонтологов. В тех случаях, когда эти разрезы расположены на площадях геологической съемки, включающих закрытые и полузакрытые районы, для получения дополнительных данных необходимо привлечь к работе специалистов-геофизиков, чтобы провести электропрофилирование, гравirazведку и радиометрию.

Район изучения опорных разрезов второй категории более ограничен по площади по сравнению с районом разрезов первой категории, но также выбирается из числа лучших по условиям обнаженности и доступности участков, где можно проследить непрерывную последовательность отложений и наблюдать нормальные контакты стратиграфических подразделений. По возможности он должен включать в себя стратотипы свит, выделенных в данной структурно-фациальной зоне. При отсутствии доказанной непрерывности разреза необходимы проведение расчисток, проходка канав или бурение скважин с полным отбором керна.

Порядок описания разреза второй категории существенно не отличается от такового при изучении региональных разрезов. Учитывая, однако, большую практическую направленность этих работ на выявление критериев прослеживания стратиграфических подразделений по площади, особое внимание следует уделять обоснованию визуально наблюдаемых литологических и палеонтологических признаков, по которым проводятся стратиграфические границы, и выявлению специфики физических полей для картирования закрытых районов.

### 6.1.3. ТРЕБОВАНИЯ К ОФОРМЛЕНИЮ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ ПЕРВОЙ И ВТОРОЙ КАТЕГОРИИ

В окончательном отчете или монографии по результатам изучения опорных разрезов в соответствии с инструкцией, определяющей задачи и правила проведения этого вида исследований, должны быть приведены [Задачи. . ., 1983]:

1) общие данные о разрезе с указанием его категории, названия региона или структурно-фациальной зоны, точное местоположение, возрастной объем изученных отложений, характер соотношений с подстилающими и перекрывающими толщами, степень пространственной выдержанности;

2) схематическая геологическая карта или геологические профили района опорного разреза с детальностью расчленения до пачек, показывающие структуру и взаиморасположение обнажений, составляющих опорный разрез;

3) послынная крупномасштабная стратиграфическая колонка, полно отражающая литологическую и палеонтологическую характеристику отложений, цикличность строения; зарисовки и фотографии обнажений, при необходимости минералогические, геохимические, геофизические и палеомагнитные данные о разрезе. Для разрезов по скважинам обязательны приведение каротажных диаграмм, составление обзорной геологической карты района с указанием точного расположения опорной скважины;

4) послынное описание (снизу вверх) разреза с литологической и палеонтологической характеристикой стратиграфических подразделений; описание стратотипов, выделенных в данном разрезе стратиграфических подразделений; обоснование проведения границ подразделений и отнесения их к тем или иным региональным стратиграфическим единицам, установленным в других местах;

5) фациальная характеристика подразделений, описание их стратиграфических и по возможности латеральных границ;

6) анализ стратиграфического и фациального распространения групп фауны и флоры с выделением комплексов, характерных для определенных стратиграфических подразделений, выявление принадлежности их к тем или иным биогеографическим областям и провинциям;

7) выводы о возрасте установленных стратиграфических единиц и корреляция их с подразделениями региональной и общей стратиграфической шкалы;

8) общие закономерности палеогеографического развития территории.

Опорные разрезы имеют исключительное значение для стратиграфических исследований вообще и крупномасштабной геологической съемки в частности, поэтому результаты их изучения подлежат публикации, включая палеонтологическое описание важнейших групп фауны и флоры. Особо следует подчеркнуть роль палеонтологических монографий, которые составляют биостратиграфическую базу геологических съемок. Апробация материалов опорных разрезов проводится комиссиями по системам РМСК и комиссией по опорным разрезам МСК.

## 6.2. ТИПОВЫЕ РАЗРЕЗЫ МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИИ

Типовой разрез — лучший разрез одного или нескольких стратиграфических подразделений в пределах конкретных исследуемых территорий (на площади отдельных листов геологической карты, группы листов или других объектов), принимаемый в качестве эталона. Он отражает характерные особенности состава, строения, а также границ этого подразделения (или подразделений) на данной территории.

Для стратиграфических подразделений, которые установлены впервые в процессе геологосъемочных работ, типовыми разрезами являются их стратотипы. Они описываются в соответствии с правилами, регламентируемыми «Стратиграфическим кодексом СССР».

На базе изучения типовых разрезов с привлеченным материалом по опорным разрезам первой и второй категорий подготавливается стратиграфическая основа при крупномасштабном геологическом картировании, и изучение типовых разрезов является составной частью геологосъемочных работ.

В качестве типового разреза района работ, а если такового нет, то типовых разрезов отдельных стратиграфических подразделений, выбирается обнажение (или серия обнажений) в местах, в которых на исследуемой площади наиболее полно и вкрест простираются породы или близко к этому вскрывается стратиграфическая последовательность соответствующих отложений. Типовой разрез (или несколько типовых разрезов) должен охватывать все подразделения, входящие в стратиграфическую схему района работ, чтобы можно было установить их взаимоотношение и мощность. Каждый разрез может быть единым, составленным по одному пересечению структур, или составным.

Недостающие звенья главного разреза изучаются в других, иногда небольших обнажениях или в пересечениях, перекрывающих друг друга полностью или частично. Число подлежащих изучению стратиграфических разрезов тех или иных подразделений определяется степенью их фациальной изменчивости и обнаженности, а также специальными задачами в связи с оценкой рудоносности.

Разрезы составляются преимущественно по естественным выходам, при необходимости с проходкой канав, расчисток и серий шурфов для вскрытия границ подразделений, слоев с органическими остатками и интервалов, содержащих полезные ископаемые. В закрытых районах и районах многоярусного строения используются параметрические, структурные, поисковые и иные скважины с выходом керна не менее 25 % и обязательным проведением каротажных работ.

Документация типовых разрезов предусматривает: 1) составление геологического профиля или крупномасштабного плана участка, на которых изображаются расположение обнажений и выработок, структурных соотношений изучаемого подразделения с подстилающими и перекрывающими отложениями, элементы залегания пород, места отбора органических остатков, литологических образцов, проб и т. д.; 2) послойную зарисовку стратиграфической колонки в крупном масштабе с детально разработанными условными обозначениями. Описанию подлежат все встреченные разновидности пород, а также условия захоронения и состав органических остатков.

Одновременно с послойным изучением разреза серии однотипных слоев или интервалы с характерным типом переслаивания отдельных разновидностей пород объединяются в пачки или пакеты, выделяются маркирующие горизонты и слои, содержащие органические остатки. Каждый такой обобщенный член типового разреза (слой, пачка, пакет), выделенный и описанный под определенным порядковым номером, должен быть легко опознан всеми последующими исследователями. В соответствии с этим следует избегать слишком детального (буквально «послойного») расчленения разреза, в котором трудно будет разобраться в дальнейшем. Не следует, например, описывать каждый слой при тонком переслаивании пород или же каждый элемент ритмов во флишевых отложениях. В этом случае достаточно ограничиться выделением пачек, характеризующихся определенным набором ритмов или же объединять в пачки крупные (мощностью до нескольких метров) ритмы, характеризующиеся постепенным изменением гранулометрического состава пород от грубых к тонким или наоборот.

Литолого-геохимическое опробование и геофизические исследования на типовых разрезах проводятся в соответствии с «Методическими указаниями по геологической съемке масштаба 1 : 50 000» [1969]. В разрезе должны быть установлены также подразделения, которые отличаются особенностями физических и химических свойств и могут являться маркирующими при интерпретации геофизических или геохимических аномалий.

В районах сложного геологического строения для составления стратиграфической основы необходимо предварительно закартировать отдельные участки, чтобы установить нормальную последовательность отложений. Большое значение придается поискам и сбору органических остатков. Остатки фауны и флоры в типовых разрезах собирают послойно, с точной привязкой и прослеживанием по простиранию всего обнажения наиболее насыщенных горизонтов и слоев. В обнажениях тщательно отбирают остатки всех встречающихся групп фауны и флоры, но особое внимание уделяют группам наибольшего биостратиграфического значения. Эти группы должны быть известны геологам, ведущим исследования.

## ОРГАНИЗАЦИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАБОТ ПРИ КРУПНОМАСШТАБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ И ПОИСКАХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Организация работ по созданию крупномасштабной стратиграфической основы зависит от качества имеющейся среднемасштабной основы, наличия или отсутствия выбранных опорных и типовых разрезов, степени их изученности, палеонтологического материала и других факторов.

Если при подготовке проекта местной стратиграфической схемы для крупномасштабной съемки отсутствуют необходимые материалы, то до развертывания собственно геологосъемочных работ должны быть обязательно проведены специальные опережающие стратиграфические исследования. Работы по подготовке стратиграфической основы могут проводиться одновременно с геологической съемкой лишь в порядке исключения при особо трудной доступности района или необходимости быстрее составления геологической карты, не предусмотренной перспективными планами.

Решение о сроках и содержании необходимых работ по подготовке крупномасштабной стратиграфической основы принимает научно-технический совет (НТС) территориального геологического объединения при участии РМСК.

Местные стратиграфические схемы рассматриваются и утверждаются на НТС территориальных геологических объединений и на специальных рабочих совещаниях, созываемых объединением совместно с РМСК. Корреляция местных стратиграфических схем рассматривается на соответствующих межведомственных региональных стратиграфических совещаниях (МРСС). Окончательный вариант стратиграфической основы для геологосъемочных работ утверждает НТС территориальных геологических объединений. В соответствии с «Кодексом» МРСС обязательно должны давать оценку состояния стратиграфической основы крупномасштабной геологической съемки применительно к различным районам рассматриваемого региона на момент проведения совещания.

Крупномасштабную геологическую съемку обычно проводят на небольшой площади (500—600 км<sup>2</sup>). В тех случаях, когда эти работы ведут групповым методом, одновременно изучают площади в 3—5 раз больше, т. е. около 1,5—3 тыс. км<sup>2</sup>. Значительный объем съемочных работ составляют стратиграфические исследования. Их основная цель — выявление drobных стратиграфических подразделений в составе комплекса отложений, распространенных в пределах картируемой территории. Они должны соответствовать масштабу работ и быть более дробными и детальными, чем подразделения, выделенные по материалам предшествующих среднемасштабных съемок, и подчас более детальными, чем утвержденные МСК унифицированные, корреляционные и рабочие стратиграфические схемы, составленные для всех геологических систем различных регионов территории СССР.

В случаях, когда картируемые подразделения содержат пласты или залежи полезных ископаемых, расчленение разреза на стратиграфические подразделения проводят с учетом указанных особенностей и с наибольшей детальностью. Это же относится к району широкого проявления разрывной тектоники, особенно к тем из них, где нарушения контролируют проявления



рудной или нерудной минерализации или же с ними связаны зоны с определенными инженерно-геологическими аномалиями.

Организация крупномасштабного картирования в геологической службе СССР предусматривает проведение этих работ в четыре этапа.

1. Планирование геологосъемочных работ и подготовка к полевым работам.
2. Предварительные (опережающие) полевые геологические исследования.
3. Собственно геологосъемочные полевые работы.
4. Камеральная обработка полученных материалов, составление окончательной геологической карты и объяснительной записки к ней.

## 7.1. ПЛАНИРОВАНИЕ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ И ПОДГОТОВКА К ПОЛЕВЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ

**Проектно-сметная документация.** При планировании геологосъемочных работ для стратиграфических исследований проектно-сметная документация должна отражать:

- 1) оценку стратиграфической изученности территории, подлежащей геологической съемке;
- 2) объем предстоящих стратиграфических работ, в том числе горных, которые необходимо провести в слабообнаженных районах;
- 3) характер предстоящих стратиграфических исследований, т. е. их методику и план проведения исходя из состояния изученности и особенностей геологического строения района работ. Должны быть определены наиболее рациональные методы стратиграфических исследований (см. гл. 4—5), направленные на разработку стратиграфической основы и качественное проведение собственно съемочных работ.

**Составление предварительной стратиграфической основы и предварительной геологической карты.** Помимо сбора материалов для проектно-сметной документации во время подготовки к полевым геологосъемочным работам необходимо составить предварительный вариант стратиграфической колонки и легенды картируемых стратиграфических подразделений и предварительную геологическую карту с нанесением всех необходимых для стратиграфического изучения района данных. Это должно базироваться также на ознакомлении с результатами всех предыдущих исследований и на тщательном изучении аэрофотоснимков района работ.

Ознакомление с предшествующими стратиграфическими исследованиями обычно начинается с материалов по среднемасштабному геологическому картированию, с тщательного изучения геологической карты, легенды к ней, стратиграфической колонки и объяснительной записки. Необходимо также ознакомиться со всеми фондовыми и опубликованными геологическими и палеонтолого-стратиграфическими работами и результатами специальных тематических исследований по стратиграфии данного района. По литературным и фондовым материалам составляются предварительные представления о всех стратиграфических подразделениях, которые в дальнейшем могут картироваться, об их составе, мощности, стратиграфических взаимоотношениях, органических остатках, характере обнаженности. Особое внимание при этом обращается на выявление наиболее слабо изученных мест в стратиграфической колонке района, на случаи несоответствия мощностей картируемых подразделений требованиям к детальности расчленения в соответствии с масштабом работ.

**Выбор типовых разрезов.** Большое внимание должно быть уделено выявлению и выбору типовых разрезов всех стратиграфических подразделений (свитг, пачек, слоев) и их особенностям (доступности, полноте, обнаженности и т. д.). В случаях фашиальной невыдержанности отложений следует намечать несколько типовых разрезов, чтобы был охарактеризован каждый фашиальный тип осадков. Если в районе работ находятся стратотипы местных стратиграфических подразделений, необходимо точно установить их место-

положение. Если они расположены за пределами картируемой территории и их можно посетить, это должно быть учтено в планах полевых исследований. Большое подспорье при полевых исследованиях может оказать предварительное ознакомление с минералогическими, петрографическими и палеонтологическими коллекциями, хранящимися в музеях.

**Дешифрирование аэрофотоснимков.** Большое место в процессе подготовительных работ занимает дешифрирование аэрофотоснимков, особенно важное при составлении предварительной геологической карты района исследований. По снимкам намечают наиболее хорошо обнаженные участки, наименее нарушенные разрезы. Разрабатывают систему дешифровочных признаков, позволяющих выявлять характерные толщи, пачки и маркирующие слои (характер полосчатости, связь с рельефом, гидросетью, растительностью, развитие карста и пр.). Когда это возможно, по снимкам определяют границы подразделений, особенности образуемых ими структур и другие признаки. При возможности использования цветных и спектральных аэрофотоматериалов фиксируют цветовые характеристики стратиграфических подразделений. По аэрофотоснимкам могут быть установлены четкие маркирующие горизонты, а также угловые несогласия в осадочных толщах.

При возможности измерительного дешифрирования аэрофотоснимков на специальных приборах желательно определять мощности стратиграфических подразделений и сравнивать их с данными по среднемасштабному картированию и другими источниками.

**Итоговые материалы подготовительного этапа.** Все материалы по предварительной характеристике стратиграфических подразделений удобно свести в предварительную стратиграфическую схему, составленную в виде таблицы. В дальнейшем такая схема (таблица) окажет большую помощь как при детализации стратиграфической основы, так и при самом геологическом картировании. Все места находок органических остатков, местоположения типовых разрезов, стратотипов и всех других разрезов, которые могут представлять интерес при изучении стратиграфии района, выносят на фотопланы и предварительную геологическую карту.

Составленный по всем изученным материалам предварительный вариант стратиграфической колонки и легенды картируемых подразделений сравнивают и увязывают с материалами по смежным, уже закартированным площадям, а также с существующими унифицированными, корреляционными и рабочими схемами по каждой системе для данного региона и с типовыми легендами для серий листов, которые утверждаются для конкретных фациальных зон или групп листов (при групповой геологической съемке) НРС территориальных производственных геологических объединений или других геологических организаций, ведущих геологосъемочные работы. Необходимо особо обращать внимание на все случаи неувязки и несогласованности предварительного варианта стратиграфической основы с этими материалами, с тем чтобы во время последующих работ либо устранить эти несоответствия, либо доказать их правомерность.

В заключение данного раздела следует отметить, что, поскольку к началу планируемых геологосъемочных работ уже бывает накоплен большой фактический материал по геологическому строению и стратиграфии района, необходимо рационально использовать имеющиеся фактические данные в соответствии с новыми задачами и требованиями и не допускать излишних затрат на изучение того, что уже известно и хорошо обосновано фактическим материалом.

## 7.2. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РАБОТЫ, ОПЕРЕЖАЮЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ СЪЕМКУ

**Главные задачи и содержание работ.** Основной задачей стратиграфических исследований, опережающих геологическую съемку, является создание стратиграфической основы (см. гл. 2), т. е. сводной детальной стратигра-

фической схемы и легенды картируемых стратиграфических подразделений для последующих собственно геологосъемочных работ.

Поскольку стратиграфическая основа при крупномасштабном картировании обычно не создается заново, опережающие стратиграфические работы, по существу, должны сводиться к уточнению и детализации уже существующей основы, предварительный вариант которой составляют в подготовительный этап. Ранее выделенные стратиграфические подразделения в процессе полевых работ подразделяют на более дробные (подсветы, лачки и т. д.), уточняют возраст, стратиграфическое положение и литологическую характеристику картируемых подразделений. Иначе говоря, стратиграфическая основа при опережающих стратиграфических исследованиях должна быть доведена до кондиций, соответствующих картировочному масштабу.

Опережающие стратиграфические исследования проводятся только в тех случаях, когда имеющаяся основа целиком или в части отдельных стратиграфических подразделений не удовлетворяет требованиям масштаба съемки. В хорошо изученных в геологическом отношении регионах (горнопромышленные районы, каменноугольные бассейны и пр.) задачи опережающих стратиграфических исследований значительно облегчаются наличием уже разработанных детальных схем (стратиграфических, литологических, структурно-фацциальных и др.). Однако и в этих случаях для картирования необходимы конкретизация стратиграфической основы, выработка рациональных объемов картируемых единиц.

Подразделения, составляющие стратиграфическую основу, должны:

а) иметь мощность, не превышающую требования соответствующего масштаба;

б) обладать единством, определяющимся конкретным набором горных пород, их сочетанием (переслаиванием) или другими признаками;

в) заметно отличаться по характерному для данного стратиграфического подразделения признаку (или признакам) от смежных стратиграфических подразделений;

г) иметь определенные, желательны четко выраженные границы или зоны постепенного перехода;

д) иметь при наличии органических остатков характерный комплекс фауны или флоры, позволяющий установить возраст подразделения;

е) отражать при наличии полезного ископаемого особенности его залегания и распространения;

ж) иметь типовой разрез в пределах изученной площади, коррелирующийся со стратотипом этого подразделения, если типовой разрез не является в то же время его стратотипом.

Чем детальнее составлена стратиграфическая основа, тем больше возможностей у геологов, которые будут в дальнейшем выполнять геологосъемочные и поисковые работы, и тем легче и быстрее получить данные для создания надежных прогнозов на разнообразные виды полезных ископаемых.

**Организация работ.** Опережающие стратиграфические исследования проводят до начала крупномасштабных геологосъемочных и поисковых работ. Они осуществляются главным образом геологами, входящими в состав партии, проектирующей и проводящей геологосъемочные работы на данной территории.

Во многих случаях возникает необходимость привлекать для этих работ сотрудников специальных тематических партий (особенно палеонтологов) геологических объединений и научно-исследовательских организаций. При особенно сложной геологической ситуации в районе исследований перед съемкой необходимо ставить специальные тематические работы.

Большинство вопросов, связанных с подготовкой стратиграфической основы, решается на типовых разрезах, и их изучению в процессе опережающих исследований должно уделяться главное внимание.

### 7.3. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВО ВРЕМЯ ПОЛЕВЫХ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

Методы и приемы полевых стратиграфических исследований во время собственно геологосъемочных работ обстоятельно рассмотрены в ряде методических руководств, методических указаний и инструкций [Методические указания..., 1969—1972; Методическое руководство..., 1974, 1978 и др.]. Считается, что во время собственно геологосъемочных работ используется уже готовая стратиграфическая основа и сам процесс геологического картирования заключается в опознании на местности предусмотренных легендой стратиграфических подразделений, прослеживании их и нанесении на карту. При такой ситуации (т. е. когда к началу полевых геологосъемочных работ существует подготовленная стратиграфическая основа, отвечающая требованиям масштаба картирования и геологическим условиям района работ) стратиграфические исследования во время геологической съемки сводятся к расчленению отложений во время маршрутных пересечений, к корреляции обособленных обнажений и разрезов, к расчленению и корреляции отложений по материалам картировочного бурения. Во всех случаях, когда стратиграфическая основа не отвечает указанным выше требованиям, в процессе геологосъемочных работ необходимо ее доизучить, так же как это осуществляется при опережающих исследованиях.

Геологической съемке начинают с тщательного знакомства всех исполнителей работ с типовыми разрезами и стратотипами стратиграфических подразделений, с их литологическими особенностями, характером границ, с присущими им остатками фауны и флоры. Расчленение отложений во время геологосъемочных работ, как правило, осуществляются по литологическим признакам, но с использованием всех тех методов, которые применялись при изучении типовых разрезов во время опережающих исследований.

При корреляции отложений также используются все характерные признаки картируемых подразделений, которые установлены при изучении их типовых разрезов, но ведущее значение при геологической съемке приобретает непосредственное прослеживание этих подразделений и маркирующих горизонтов на местности или идентификация их в обособленных разрезах. Особое внимание при этом обычно придается корреляции границ стратиграфических подразделений. В результате этих операций обычно выявляются фациальные изменения отложений, фиксирующиеся отклонениями от типового разреза, появлением не свойственных данному подразделению пород, определяются пределы вариаций мощностей. В некоторых случаях устанавливается выклинивание отдельных стратиграфических подразделений или возникает необходимость в выделении новых подразделений, пропущенных при предыдущих исследованиях или отсутствующих в типовом разрезе.

Нередко в процессе съемки возникает необходимость изучить дополнительные разрезы для уточнения последовательности отложений, их стратиграфических взаимоотношений или для того, чтобы охарактеризовать подробнее наметившиеся фациальные изменения. Эти разрезы изучаются с той же тщательностью, что и типовые. Число их определяется степенью фациальной изменчивости отложений или необходимостью сопоставить разрезы разных структур, крыльев крупных складок или тектонических блоков и т. д. Рациональный выбор дополнительных разрезов и их число обычно можно определить только к концу полевых работ, когда вся изучаемая площадь уже покрыта маршрутами и определен ее общий структурный план.

Любые находки органических остатков при геологической съемке исключительно важны. Помимо использования для общей корреляции и обоснования возраста отложений они почти всегда могут служить определенным доказательством принадлежности того или иного выхода к соответствующему стратиграфическому подразделению. Это особенно важно в тех случаях, когда необходимо различить разновозрастные, но одинаковые или близкие по составу стратиграфические подразделения или их части.

В процессе съемки обычно становится ясно, в каких стратиграфических подразделениях и в каких обнажениях следует провести дополнительные сборы фауны и флоры, чтобы пополнить палеонтологическую характеристику соответствующих отложений и решить те или иные вопросы по корреляции. Такие специальные дополнительные сборы обычно проводят в конце полевых работ.

Все стратиграфические подразделения, содержащие полезные ископаемые, продуктивные толщи, отдельные продуктивные пласты, в процессе геологической съемки изучают особенно тщательно в соответствии с особенностями генезиса и распространения каждого вида полезного ископаемого. Продуктивные пласты при достаточной прослеженности (в масштабе карты) выделяют и описывают независимо от мощности как маркирующие горизонты или реперы.

Все материалы по стратиграфическим наблюдениям за характером отложений в различных частях площади съемки целесообразно постоянно сводить в маршрутные корреляционные схемы, которые составляют для каждого стратиграфического подразделения. В них вносят наиболее характерные признаки каждого подразделения и их изменения, наблюдавшиеся в маршрутах.

Все местонахождения органических остатков, обнаруженные во время маршрутных пересечений, точно привязывают к геологической карте и документируют. В полевых книжках отмечают встреченные группы фауны и флоры, их количественные соотношения, а также сохранность. Составляют каталог фауны и флоры, в котором указывают номер обнажения, подробное местонахождение, стратиграфическое подразделение и положение в нем слоя с органическими остатками (например, «в 2,3 м от подошвы свиты» или «в нижнем пласте известняка мощностью 1,5 м в такой-то свите»). При отборе органических остатков из керна скважин обязательно указывают номер скважины и интервал, в отдельной графе каталога — возраст по полевым определениям и оставляют графу для записи, кому и когда переданы сборы на определение и какие получены результаты.

По всем этим материалам в заключительные этапы полевого периода корректируют сводную стратиграфическую схему и легенду, выполненную во время подготовительного периода, или в случае больших изменений составляют в окончательном виде заново. Если то или иное стратиграфическое подразделение испытывает в пределах изучаемой территории значительные фациальные изменения, для него составляют корреляционную схему, вычерчивают серию скоррелированных стратиграфических колонок и профилей. Для обозначения всех особенностей стратиграфических подразделений на колонках, геологических разрезах, картах, схемах и графиках желательно пользоваться едиными условными обозначениями, принятыми еще во время подготовительных работ. Основу таких условных обозначений могут составлять знаки, рекомендуемые «Основными требованиями к содержанию и оформлению обязательных геологических карт масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000)» [1977].

## 7.4. КАМЕРАЛЬНЫЕ РАБОТЫ

Камеральную обработку материалов начинают еще во время полевых работ и продолжают в камеральном периоде до окончательной апробации отчета и сдачи его в фонды. После полевых работ ее обычно проводят в два этапа. Первый этап — это разборка, систематизация полевых материалов, определительские работы, составление и вычерчивание графики, второй — написание отчета.

**Обработка полевых материалов.** Обычно всю полевую первичную документацию приводят в порядок немедленно по возвращении с полевых работ. К числу таких материалов по стратиграфии относятся полевые книжки и дневники, в которых описаны типовые разрезы, описания всех стратиграфических подразделений, сделанные во время маршрутов, стратиграфические колонки, графические изображения разрезов, расшифрованные аэрофо-

тоснимки, иллюстрирующие расчленение разрезов и взаимоотношения стратиграфических подразделений, каталоги фауны и флоры и сколков пород для изготовления петрографических шлифов, каталоги проб и вся другая геохимическая и геофизическая документация, характеризующая закартированные стратиграфические подразделения.

Все материалы, касающиеся характеристики пород, минерального состава, химизма и физических свойств пород, обрабатываются силами сотрудников самой партии или отдаются в соответствующие лаборатории. Определения фауны и флоры, как правило, производятся палеонтологами, специалистами по соответствующим группам фауны и флоры в палеонтологических лабораториях (партиях) экспедиций, территориальных геологических объединений или научно-исследовательских организаций. Передаваемые на определения органические остатки должны сопровождаться описанием (выпиской из каталога), в которой указываются партия и фамилия собиравшего, район сборов, номер образца, точное местонахождение, стратиграфическое подразделение, из которого происходят сборы, и предполагаемый возраст. Те же сведения обычно указываются на этикетках, вложенных в образцы с фауной. Во избежание путаницы необходима маркировка всех образцов.

При передаче на определение специалистам-палеонтологам фаунистические и флористические коллекции необходимо сопровождать подробной стратиграфической документацией: детальными колонками или разрезами с нанесением всех находок и их точной привязкой к определенным слоям. Недопустимо делить одну коллекцию на части и передавать их «для контроля» разным палеонтологам. Этим нарушается целостность коллекции, сокращается, как правило, ограниченное количество экземпляров, часто к разным исследователям попадает материал разной сохранности или даже разные части скелета или раковины одного таксона. Все это затрудняет определения и делает их малодостоверными.

Все определения фауны и флоры (списки) и заключения о возрасте, полученные от специалистов, заносят в каталоги, составленные еще в поле. Если переданная на определение палеонтологу фауна или флора представляет для него интерес, палеонтолог вправе сохранить ее у себя.

**Написание отчета.** После того как весь фактический материал, собранный в поле, обработан и получены соответствующие определения и заключения, приступают к написанию отчета.

Глава «Стратиграфия», как и весь текст объяснительной записки, пишется лаконично, но так, чтобы достаточно полно и всесторонне охарактеризовать каждое стратиграфическое подразделение.

После небольшой вводной части, в которой приводятся общие сведения о стратиграфии района (полнота разреза, преобладание тех или иных отложений, характер обнаженности и дислоцированности, влияющей на изучение последовательности отложений, и т. д.), в главе описываются все закартированные стратиграфические подразделения (от наиболее древних к молодым).

Для каждого стратиграфического подразделения указываются сведения о распространении на закартированной площади, вещественный состав и фашиальные изменения, закономерности строения и фашиальные изменения по вертикали, характер распределения фауны и флоры, приводятся типовый разрез и полные или сокращенные списки органических остатков с указанием фамилий лиц, определявших их (иногда указываются только характерные формы)\*, взаимоотношения с нижележащими отложениями, мощность, дается сравнение с одновозрастными отложениями смежных площадей, приводятся другие материалы, характеризующие данное подразделение. Особенно подробно описываются стратиграфические подразделения, содержащие полезные ископаемые, а также маркирующие горизонты.

---

\* Если списки фауны опубликованы ранее, то, указав только наиболее важные формы, можно ограничиться ссылкой на соответствующий литературный источник.

Описание сопровождается корреляционными таблицами, стратиграфическими колонками, разрезами и геологическими планами участков, иллюстрирующими взаимоотношения стратиграфических подразделений, а также зарисовками и фотографиями наиболее важных обнажений. В описании приводятся данные по корреляции с общими и региональными унифицированными шкалами, отмечаются все более дробные подразделения, на которые расчленяются закартированные отложения, или указывается возможность такого расчленения. Сообщается обо всех более мелких региональных или общих подразделениях, которые объединяются данным картируемым подразделением. Например, если картируемая нижняя подсвита мирненской свиты охватывает две лоны ивановского горизонта или две зоны фаменского яруса, это надо отметить в описании.

Описание каждого стратиграфического подразделения обязательно иллюстрируется типовым разрезом. Характеристика типового разреза должна начинаться с ясной географической и геологической привязки, чтобы каждый исследователь мог легко найти его и ознакомиться с последовательностью описанных отложений. Необходимо указать, какие отложения подстилают и перекрывают описываемое подразделение в данном разрезе, и отметить характер контактов. Если нижележащие или перекрывающие отложения не обнажены или если описываемые отложения контактируют с ними по разрывам, это также следует отметить.

Каждый член разреза (имеющий в описании порядковый номер) должен легко опознаваться в поле. Описывая и изучая типовой разрез, необходимо иметь в виду, что он ни в коей мере не должен служить отвлекающей или случайной иллюстрацией внутреннего строения заснятого подразделения, а должен составлять его документальную основу.

Рубрикация главы «Стратиграфия» должна строго соответствовать легенде карты, каждое закартированное стратиграфическое подразделение описывается под своим заголовком, который состоит из его названия и индекса.

Стратиграфические подразделения описываются от более древних к молодым и группируются в региональные и общие стратиграфические подразделения, названия которых также указываются в виде заголовков, сопровождающихся индексами. Правила индексации стратиграфических подразделений приведены в «Основных требованиях к содержанию и оформлению обязательных геологических карт масштаба 1:50 000 (1:25 000)» [1977]. В соответствии с этими требованиями оформляется также стратиграфическая колонка, прилагаемая к геологической карте.

В заключение следует отметить, что ранг стратиграфических подразделений ни в коей мере не зависит от картировочного масштаба и нельзя дать какие-либо общие рекомендации о том, какой ранг стратиграфических подразделений соответствует данному масштабу. Изменить ранг выделенного ранее подразделения можно лишь в том случае, если будет доказано, что оно по своему содержанию не соответствует данному рангу. Например, мирненскую свиту можно перевести в серию и расчленить на вновь выделенные свиты только в том случае, если будет доказано, что она по существу не отвечает рангу свиты.

При недостаточности данных следует избегать выделения новых стратиграфических подразделений. Если же для установления нового подразделения существуют все основания, то его необходимо описать и опубликовать с обязательным указанием стратотипа, в соответствии со всеми требованиями «Стратиграфического кодекса СССР». Только после этого новое стратиграфическое подразделение становится действительным (валидным) и его название подлежит сохранению по праву приоритета. Упразднение выделенных ранее стратиграфических подразделений, равно как и изменение их ранга и объема, должно осуществляться только в строгом соответствии с правилами, предусмотренными «Стратиграфическим кодексом СССР» [1977]. Все номенклатурные вопросы, в том числе связанные с выделением новых и упразднением старых стратиграфических подразделений, должны решаться в соответствующих комиссиях при РМСК и МСК СССР.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В «Практической стратиграфии» обобщен опыт стратиграфических работ применительно к практике крупномасштабного геологического картирования. Этим далеко не исчерпывается практическое значение стратиграфии. Стратиграфические критерии часто играют первостепенную роль при поисках различных видов минерального сырья, при гидрогеологических, инженерно-геологических и других изысканиях.

Во всех этих случаях стратиграфические работы являются узкоспециализированными исследованиями и особенности их определяются рамками поисковых критериев соответствующих минеральных образований или задачами изысканий. Очевидно, что в данной работе рассмотреть все эти направления даже в общих чертах не представляется возможным. Им посвящена обширная литература. Рассмотренные здесь методы стратиграфических исследований, так же как и сама геологическая съемка, непрерывно развиваются и совершенствуются. Несомненно, что новый этап в геологическом изучении нашей страны — государственная геологическая съемка масштаба 1:50 000, в преддверии которой написана данная работа, поставит новые задачи перед стратиграфией.

Можно полагать, что в дальнейшем изменится соотношение применяемых в настоящее время при геологической съемке методов в пользу новых направлений. Особенно это касается внедрения в практику стратиграфических исследований методов, использующих математическую обработку материалов с помощью ЭВМ. Это отнюдь не исключает необходимости дальнейшего совершенствования традиционных методов, возможности которых пока еще далеко не исчерпаны. В первую очередь это относится к биостратиграфии. Палеонтологическая база биостратиграфии — состояние изученности ископаемых фаун и флор большинства территорий нашей страны — все еще во многом отстает от других классических областей и не может обеспечить полноценное обоснование большинства региональных стратиграфических схем. Для этого необходимы организация



планомерного изучения ископаемых организмов и публикация палеонтологических монографий.

К числу других основополагающих задач, направленных на совершенствование и детализацию стратиграфического каркаса геологических съемок, относится создание сети опорных разрезов и планомерное комплексное их изучение. Литолого-фациальное и биостратиграфическое обоснование региональных и местных стратиграфических схем в дальнейшем, по-видимому, должно развиваться по линии всестороннего комплексного изучения отдельных древних седиментационных бассейнов.

Совершенно очевидно, что данную работу нельзя рассматривать как нечто завершенное. Это первый опыт в нашей стране по обобщению достижений стратиграфии применительно к крупномасштабной геологической съемке, и его необходимо развивать и совершенствовать. Этому помогут критические замечания, и авторы будут благодарны за них всем, кто будет обращаться к данной книге.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев С. Л.* К методике корреляции флишевых отложений.—Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV, геология, 1960, № 3, с. 24—31.
- Афанасьев Г. Д., Зыков С. И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., Наука, 1975. 126 с.
- Белоконь В. И., Кочегура В. В., Шолло Л. Е.* Методы палеомагнитных исследований горных пород. Л., Недра, 1973. 248 с.
- Ботвинкина Л. Н.* Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. 542 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 59).
- Бубличенко Н. Л.* К методике стратиграфических исследований в Рудном Алтае.—Тр. Алтайск. горно-металлург. ин-та АН КазССР, 1962, т. 12, с. 3—21.
- Будыко М. И.* Изменения климата. Л., Гидрометеиздат, 1974. 280 с.
- Бурков Ю. К.* Изучение условий формирования осадочных толщ методами статистической обработки геохимических данных.—Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Новая сер., 1971, т. 158, с. 346—355.
- Бурков Ю. К., Бычков Ю. М., Гаврилова В. А., Олейников А. Н.* Исследование ассоциаций химических элементов в целях расчленения разрезов осадочных толщ.—Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Новая сер., 1978, т. 295, с. 8—16.
- Вассоевич Н. Б.* Флиш и методика его изучения. Л.—М., Гостоптехиздат, 1948. 216 с.
- Вассоевич Н. Б.* Условия образования флиша. Л.—М., Гостоптехиздат, 1951. 240 с.
- Временная инструкция по камеральной обработке материалов опорного бурения.* М.—Л., Гостоптехиздат, 1948. 55 с.
- Вулканогенные породы и методы их изучения/Под ред. Коптева-Дворникова.* М., Недра, 1967. 332 с.
- Ганешин Г. С.* Геоморфологическое картирование и картирование четвертичных отложений при геологосъемочных работах. М., Недра, 1979. 112 с.
- Геккер Р. Ф.* Введение в палеоэкологию. М., Госгеолтехиздат. 1957. 125 с.
- Геохронология СССР/Под ред. Н. И. Полевой.* Т. 1—3. Л., Недра, 1973—1974. Т. 1. 350 с.; т. 2. 343 с.; т. 3. 355 с.
- Данбар К., Роджерс Дж.* Основы стратиграфии. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 363 с.
- Дахнов В. Н.* Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. М., Недра, 1982. 418 с.
- Долицкий В. А.* Геологическая интерпретация материалов геофизических исследований скважин. М., Недра, 1966. 288 с.
- Ефремов И. А.* Тафономия и геологическая летопись. М., Изд-во АН СССР, 1950. 176 с.
- Жамойда А. И.* Методика изучения палеозойских и мезозойских радиоярий в шлифах.—В кн.: Труды Первого семинара по микрофауне. Л., 1960, с. 312—337. (Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-т).

*Жамойда А. И.* Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л., 1972. 242 с. (Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Новая сер. Т. 183).

*Жамойда А. И., Меннер В. В.* Две основные тенденции разработки стратиграфической классификации.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международного геологического конгресса. М., Наука, 1974, с. 144—151.

*Жамойда А. И.* Важнейшие достижения и основные направления исследований радиолярий в СССР.— В кн.: Ископаемые и современные радиолярии. Л., 1979, с. 5—9. (Зоолог. ин-т АН СССР).

*Жамойда А. И.* Сущность и соотношение основных стратиграфических подразделений.— В кн.: Стратиграфическая классификация (Материалы к проблеме). Л., Наука, 1980, с. 32—63.

*Жемчужников Ю. А.* Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 90, с. 7—18.

*Жузе А. П.* Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 1—258.

*Журавлева И. Т., Мягкова Е. И.* О классификации современных и ископаемых органогенных построек.— В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск, Наука, 1979, с. 117—127.

*Заезузина И. А.* Эволюция мезозойского магматизма в Тихоокеанском обрамлении в свете радиологических данных.— Геология и геофизика, 1980, № 4, с. 10—17.

*Задачи и правила изучения и описания опорных стратиграфических разрезов/Под ред. А. И. Жамойды.* Л., 1983. 27 с. (Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

*Зубаков В. А.* О климатостратиграфической классификации и терминологии.— В кн.: Современное и древнее оледенение равнинных и горных районов СССР. Л., 1980, с. 5—17. (Геогр. о-во СССР).

*Иванов Г. А.* Принципы детального стратиграфического расчленения угленосных отложений и рациональной индексации угольных пластов.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 90, с. 74—75.

*Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность/И. К. Королюк, М. В. Михайлова, Л. Н. Равикович и др.* М., Наука, 1975. 235 с.

*Ископаемые рифы и методы их изучения/Отв. ред. Г. А. Смирнов и М. П. Ключина.* Свердловск. Изд-во АН СССР, 1968. 251 с.

*Игенберг С. С.* Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. М., Недра, 1972. 212 с.

*Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша. Л., Недра, 1974. 160 с.

*Карбонатные породы.* М., Мир, 1970, т. 1. 395 с.

*Комаров Г. С.* Геофизические методы исследования скважин. М., Недра, 1973. 367 с.

*Козловский Е. А.* Основные направления дальнейшего укрепления минерально-сырьевой базы страны в свете решений XXVI съезда КПСС.— Сов. геология, 1981, № 6, с. 3—10.

*Коренева Е. В.* Изучение современных морских отложений методом спорово-пыльцевого анализа.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1955, т. 13, с. 1—93.

*Коробков И. А.* Палеонтологические описания. Л., Недра, 1978. 208 с.  
*Красилов В. А.* Палеоэкология наземных растений. Владивосток. Наука, 1972. 207 с.

*Красилов В. А.* Эволюция и биостратиграфия. М., Наука, 1977. 256 с.  
*Латышова М. Г., Венделштейн Б. Ю., Тузов В. П.* Обработка и интерпретация материалов геофизических исследований скважин. М., Недра, 1975. 272 с.

Левин А. С., Мирандов В. Л. Сейсмоакустические методы в морских инженерно-геологических изысканиях. М., Транспорт, 1977. 175 с.

Либрович Л. С., Овечкин Н. К. Задачи и правила изучения и описания стратиграфических и опорных стратиграфических разрезов. М., Госгостехиздат, 1963. 27 с.

Литвак М. И., Ненашев Ю. П. К методике корреляции разрезов красноцветных терригенных пород по геохимическим признакам.— Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Новая сер., 1978, т. 295, с. 16—22.

Марковский Б. П. Методы биофациального анализа. М., Недра, 1966. 271 с.

Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии.— Геол. ин-т АН СССР, ВИНТИ, № 1749—74. Деп. М., 1974. 185 с.

Мейен С. В. От общей к теоретической стратиграфии.— Сов. геология, 1981, № 9, с. 58—69.

Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М., Изд-во АН СССР, 1962. 373 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 65).

Методика палеомагнитного изучения красноцветов/В. П. Боронин, Ю. П. Балабанов и др. Казань, Изд-во Казан. ун-та, 1979. 132 с.

Методика палеопедологических исследований/М. Ф. Веклич, Ж. Н. Матвишина, В. В. Медведев и др. Киев, Наукова думка, 1979. 272 с.

Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений/Ред. С. А. Яковлев. Ч. 1—2. М., Госгеолтехиздат, 1954—1955. Ч. 1. 303 с.; ч. 2. 487 с.

Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000/Гл. ред. А. С. Кумпан. Л., Недра, 1980—1983. Вып. 1—6.

Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000/Под ред. А. С. Кумпана. 2-е изд., перераб. и доп. Л., Недра, 1978. Т. 1. 502 с.; т. 2. 286 с.

Методические основы исследования химического состава горных пород, руд и минералов/Под ред. Г. В. Остроумова. М., Недра, 1979. 400 с.

Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000/Гл. ред. А. С. Кумпан. Л., Недра, 1969—1973. Вып. 1—13.

Методы корреляции угленосных толщ и синонимии угольных пластов/Отв. ред. И. И. Горский. Л., Наука, 1968. 381 с.

Основные положения организации и производства геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000)/Гл. ред. В. К. Еремин. М., Недра, 1968. 56 с.

Основные требования к содержанию и оформлению обязательных геологических карт масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000)/В. Д. Вознесенский, Г. Л. Добрецов, А. М. Маренчев и др. Л., Недра, 1977. 118 с.

Ошуркова М. В. Детальное расчленение угленосных отложений по палеофитологическим данным. Методические рекомендации. Л., 1981. 40 с. (Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

Палеомагнитология/А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова и др. Л., Недра, 1982. 312 с.

Пучков В. Н. Рекомендации по поискам и обработке конодонтов на поверхности слоистых бескарбонатных пород.— В кн.: Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск, 1979, вып. 145, с. 132—137.

Радченко Г. П. Критерии и методы палеогеографических реконструкций прежних условий в областях древней суши по палеонтологическим данным. Методы палеогеографических исследований. М., Недра, 1964, с. 167—183.

Руководство по изучению новейших отложений/Ред. П. А. Каплин. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976. 309 с.

Рухин Л. Б. Основы литологии. 3-е изд. Л., Недра, 1969. 703 с.

Силур Сибирской платформы/Под ред. Б. С. Соколова, А. М. Обуто, Ю. И. Тесакова, Н. Н. Предтеченского. Новосибирск, Наука, 1979—1982. 1979. 96 с.; 1980. 184 с.; 1982. 189 с.

Силур Эстонии/Под ред. Д. Л. Кальо. Таллин, Валгус, 1970. 342 с.

Смоликова Л., Ложек В. Стратиграфическое и палеоклиматическое значение четвертичных ископаемых почв Средней Европы.— Бюл. Комис. по изучению четвертич. периода, 1965, № 30, с. 26—46.

Соколов Б. С. Биохронология и стратиграфические границы.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, Наука, 1971, с. 155—178.

Соколов Б. С. Об основах стратиграфической классификации.— В кн.: Стратиграфическая классификация (Материалы к проблеме). Л., Наука, 1980, с. 7—11.

Соколов Б. С. Современное значение палеонтологии для стратиграфии.— В кн.: Современное значение палеонтологий для стратиграфии. Л., Наука, 1982, с. 4—11. (Тр. XXIV сессии Всесоюз. палеонтол. о-ва).

Сочава А. В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л., Наука, 1979. 207 с. (Ин-т геологии и геохронологии докембрия АН СССР).

Степанов Д. Л. Принципы и методы биостратиграфических исследований. Л., 1958. 180 с. (Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-та. Вып. 113).

Степанов Д. Л., Месежников М. С. Общая стратиграфия (Принципы и методы стратиграфических исследований). Л., Недра, 1979. 423 с.

Степанов И. Н., Абдуназаров У. К. Погребенные почвы в лёссах Средней Азии и их палеогеографическое значение. М., Недра, 1977. 120 с.

Стратиграфический кодекс СССР/А. И. Жамойда, О. П. Ковалевский, А. И. Монсева, В. И. Яркин. Л., 1977. 80 с. (Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т АН СССР).

Стратиграфический словарь СССР/Отв. ред. Б. К. Лихарев. Л., Недра, 1975, т. 1. Кембрий. Ордовик. Силур. Девон. 622 с.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. 2-е. Т. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. 212 с.; т. 2. 574 с.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. М., Наука, 1978. 163 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 310).

Хедберг Х. Международный стратиграфический справочник. М., Мир, 1978. 226 с.

Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л., 1958. 218 с. (Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-та. Вып. 116).

Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. Л., 1967. 251 с. (Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-та. Вып. 256).

Шанцер Е. В., Краснов И. И., Никифорова К. В. Стратиграфическая классификация, терминология и принципы построения общей стратиграфической шкалы применительно к четвертичной (антропогенной) системе. М., 1973. 37 с.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., Изд-во иностр. лит., 1950. 397 с.

Alvarez W., Arthus M. A., Fisher A. G. e. a. Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. V. Type section for the Late Cretaceous-Paleocene geomagnetic reversal time scale.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, vol. 88, p. 383—389.

Biology and Geology of coral reefs. Academic press. New York and London. 1973, vol. 1. Geology. 410 p.

Bouta A. H. Sedimentology of some flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier, 1962. 168 p.

Chackleton N. Y., Opdyke N. D. Oxygenisotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core v 28—238; Oxygen isotope temperature and ice volumes on a  $10^5$  and  $10^6$  gear scale.— Quatern. Res., 1973, vol. 3, p. 39—55.

Cox A. Geomagnetic reversals.— Science, 1969, vol. 163, p. 237—245.

Hays J. D., Saito T., Opdyke N. D., Burckle L. H. Pliocene — Pleistocene sediments of the Equatorial Pacific: Their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, vol. 80, N 8.

*Hodder A. P. W., Wilson A. T.* Identification and correlation of thinly bedded tephra: the Tiran and Mairoa ashes.—N. Z. Y., Geol. a. Geophys., 1976, vol. 19, N 5, p. 663—682.

*La Brecque J. L., Kent D. V., Cande S. C.* Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time.—Geology, 1977, vol. 5, N 6, p. 330—335.

*Maxwell W. G.* Atlas of the Great Barrier Reef. Amsterdam, 1968. 238 p.

*Morley I. I., Hays J. D.* Towards a high-resolution global deep-sea chronology for last 750 000 years.—Earth a. Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 53, N 3, p. 279—295.

*Pettijohn F. J.* Sedimentary rocks (2 ed.). New York, 1981. 324 p.

*Kobayashi S. S., Yamada S., Masoi J. e. a.* Chemical and mineralogical studies on volcanic ashes, 1. Chemical composition of volcanic ashes and their classification.— Soil. Sci. a. Plant. Natur., 1975, vol. 21, N 4, p. 311—318.

*Krumbein W. C., Sloss L. L.* Stratigraphy and sedimentation. San Francisco, 1951. 497 p.

*Wolfe J. A.* A paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the Northern hemisphere.— Amer. Sci. 1978, vol. 66, N 6, p. 694—703.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	5
Глава 1. Принципы стратиграфии. <i>А. И. Жамойда</i> . . . . .	10
Глава 2. Стратиграфическая основа. <i>А. И. Жамойда</i> . . . . .	15
Глава 3. Стратиграфические подразделения, схемы и шкалы. Стратиграфический кодекс СССР. <i>А. И. Жамойда</i> . . . . .	18
3.1. Стратиграфические подразделения и их категории. Стратотипы . . . . .	—
3.1.1. Местные стратиграфические подразделения . . . . .	21
3.1.2. Региональные стратиграфические подразделения . . . . .	25
3.1.3. Общие стратиграфические подразделения . . . . .	28
3.2. Стратиграфические схемы . . . . .	33
3.3. Стратиграфический кодекс СССР . . . . .	34
Глава 4. Методы расчленения и корреляции отложений . . . . .	36
4.1. Биостратиграфический метод. <i>В. Н. Верецагин, И. Ф. Никитин, К. О. Ростовцев, И. В. Васильев, Л. И. Мелкоян, И. В. Полуботко</i> . . . . .	—
4.1.1. Стратиграфические подразделения, выделяемые с использованием биостратиграфического метода . . . . .	38
4.1.2. Расчленение отложений биостратиграфическим методом . . . . .	47
4.1.3. Корреляция и определение относительного возраста отложений биостратиграфическим методом . . . . .	53
4.1.4. Биостратиграфическое значение различных групп фауны и флоры . . . . .	59
4.1.5. Некоторые рекомендации по поискам и сборам органических остатков . . . . .	68
4.2. Литологический метод. <i>Н. Н. Предтеченский</i> . . . . .	71
4.2.1. Петрографический состав . . . . .	78
4.2.2. Слоистость . . . . .	79
4.2.3. Окраска . . . . .	83
4.2.4. Конкреции . . . . .	84
4.2.5. Перерывы в осадконакоплении . . . . .	86
4.2.6. Цикличность . . . . .	88
4.2.7. Комплекс критериев выделения и корреляции местных стратиграфических подразделений . . . . .	95
4.3. Геохимический метод. <i>Д. С. Кашик</i> . . . . .	97
4.3.1. Методика опробования . . . . .	99
4.3.2. Аналитическое определение содержания элементов в пробах . . . . .	100

4.3.3. Математическая обработка и интерпретация первичной геохимической информации . . . . .	101
4.4. Климатостратиграфия. В. А. Зубаков . . . . .	108
4.4.1. Палеоклиматические реконструкции . . . . .	111
4.4.2. Использование климатостратиграфического критерия для построения местных стратиграфических схем . . . . .	119
4.4.3. Региональная климатостратиграфическая корреляция . . . . .	123
4.4.4. Общая климатостратиграфическая шкала . . . . .	124
4.5. Радиологические методы. И. А. Загрузина . . . . .	125
4.5.1. Методы исследований . . . . .	130
4.5.2. Геохронологическая (геохронометрическая) шкала . . . . .	138
4.6. Палеомагнитный метод. А. Н. Храмов . . . . .	139
4.6.1. Предпосылки использования палеомагнитного метода в стратиграфии . . . . .	142
4.6.2. Типы шкал геомагнитной полярности и их строение . . . . .	144
4.6.3. Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя СССР и сопоставление ее с другими шкалами . . . . .	148
4.6.4. Применение палеомагнитных исследований в стратиграфии . . . . .	153
4.6.5. Палеомагнитные стратиграфические исследования при геологическом картировании . . . . .	154
4.6.6. Методика палеомагнитного опробования . . . . .	156
4.6.7. Палеомагнитное изучение керна скважин . . . . .	159
4.6.8. Некоторые проблемы магнитостратиграфии . . . . .	161
4.7. Изучение разреза и корреляция отложений по опорным и параметрическим скважинам. К. О. Ростовцев, Е. В. Мовшович . . . . .	163
4.7.1. Изучение керна . . . . .	164
4.7.2. Изучение шлама . . . . .	165
4.7.3. Обработка материалов геофизических исследований . . . . .	—
Глава 5. Особенности стратиграфических исследований в зависимости от типа отложений и геологического строения района . . . . .	175
5.1. Терригенные отложения. Н. Н. Предтеченский . . . . .	—
5.1.1. Морские терригенные отложения . . . . .	—
5.1.2. Оштуренные терригенные отложения. М. В. Ошуркова, Н. Н. Предтеченский . . . . .	178
5.2. Карбонатные отложения. Н. Н. Предтеченский . . . . .	182
5.3. Органогенные постройки. Н. М. Задорожная . . . . .	187
5.3.1. Основные признаки, условия залегания и классификация ископаемых органогенных построек . . . . .	—
5.3.2. Особенности изучения ископаемых органогенных построек при биостратиграфических исследованиях . . . . .	195
5.4. Флишевые и флишеидные отложения. Э. Н. Янов . . . . .	217
5.5. Кремнистые толщи. В. Н. Кондитеров . . . . .	229
5.6. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения. В. Н. Зеленин, В. В. Донских . . . . .	238
5.6.1. Складчатые области . . . . .	244
5.6.2. Платформенные области . . . . .	251



5.7. Сложнодислоцированные комплексы. <i>В. Д. Вознесенский</i> . . . . .	255
5.7.1. Ошибки при определении стратиграфических соотношений . . . . .	262
5.7.2. Особенности методики стратиграфических исследований . . . . .	267
5.8. Комплексное изучение стратиграфии донных осадков внутренних акваторий и шельфа открытых морей. <i>М. А. Спиридонов</i> . . . . .	275
Глава 6. Опорные и типовые стратиграфические разрезы. <i>И. Н. Предтеченский</i> . . . . .	289
6.1. Опорные разрезы . . . . .	—
6.1.1. Опорные стратиграфические разрезы регионального значения . . . . .	290
6.1.2. Опорные стратиграфические разрезы структурно-фациальных зон . . . . .	293
6.1.3. Требования к оформлению результатов изучения опорных разрезов первой и второй категорий . . . . .	296
6.2. Типовые разрезы местных стратиграфических подразделений. <i>И. Ф. Никитин</i> . . . . .	297
Глава 7. Организация стратиграфических работ при крупномасштабной геологической съемке и поисках полезных ископаемых. <i>И. Ф. Никитин, Л. И. Мелконян, И. В. Полуботко</i> . . . . .	300
7.1. Планирование геологосъемочных работ и подготовка к полевым исследованиям . . . . .	301
7.2. Стратиграфические работы, опережающие геологическую съемку . . . . .	302
7.3. Стратиграфические исследования во время полевых геологосъемочных работ . . . . .	304
7.4. Камеральные работы . . . . .	305
Заключение . . . . .	308
Список литературы . . . . .	310

## CONTENTS

Introduction . . . . .	5
Chapter 1. Principles of stratigraphy. <i>A. I. Zhamoida</i> . . . . .	10
Chapter 2. Stratigraphic base. <i>A. I. Zhamoida</i> . . . . .	15
Chapter 3. Stratigraphic units, charts and scales. Stratigraphic code of the USSR. <i>A. I. Zhamoida</i> . . . . .	18
3.1. Stratigraphic units and their categories. Stratotypes . . . . .	—
3.1.1. Local stratigraphic units . . . . .	21
3.1.2. Regional stratigraphic units . . . . .	25
3.1.3. General stratigraphic units . . . . .	28
3.2. Stratigraphic charts . . . . .	33
3.3. Stratigraphic code of the USSR . . . . .	34
Chapter 4. Methods of division and correlation of deposits . . . . .	36
4.1. Biostratigraphic method. <i>V. N. Vereshchagin, I. F. Nikitin, K. O. Rostovtsev, I. V. Vasilev, L. I. Melkonyan, I. V. Polubotko</i> . . . . .	—
4.1.1. Stratigraphic units established with the use of biostratigraphic method . . . . .	38
4.1.2. Division of deposits by biostratigraphic method . . . . .	47
4.1.3. Correlation and determination of relative age of deposits by biostratigraphic method . . . . .	53
4.1.4. Biostratigraphic importance of various groups of fauna and flora . . . . .	59
4.1.5. Some recommendations on search and collection of the organic remains . . . . .	68
4.2. Lithologic method. <i>N. N. Predtechensky</i> . . . . .	71
4.2.1. Petrographic composition . . . . .	78
4.2.2. Bedding . . . . .	79
4.2.3. Colour . . . . .	83
4.2.4. Concretions . . . . .	84
4.2.5. Breaks in sedimentation . . . . .	86
4.2.6. Cyclic recurrence . . . . .	88
4.2.7. Complex of criteria for establishment and correlation of local stratigraphic units . . . . .	95
4.3. Geochemical method. <i>D. S. Kashik</i> . . . . .	97
4.3.1. Methods of sampling . . . . .	99
4.3.2. Analytical determination of the content of the elements in samples . . . . .	100
4.3.3. Mathematical processing and interpretation of the primary geochemical information . . . . .	101
4.4. Climatostratigraphy. <i>V. A. Zubakov</i> . . . . .	108

4.4.1. Paleoclimatic reconstructions . . . . .	111
4.4.2. Use of climatostratigraphic criterion for compilation of local stratigraphic charts . . . . .	119
4.4.3. Regional climatostratigraphic correlation . . . . .	123
4.4.4. General climatostratigraphic scale . . . . .	124
4.5. Radiologic methods. <i>I. A. Zagruzina</i> . . . . .	125
4.5.1. Methods of investigations . . . . .	130
4.5.2. Chronological (geochronometric) scale . . . . .	138
4.6. Paleomagnetic method. <i>A. N. Khramov</i> . . . . .	139
4.6.1. Premises for use of paleomagnetic method in stratigraphy . . . . .	142
4.6.2. Types of scales of geomagnetic polarity and their construction . . . . .	144
4.6.3. Magnitostratigraphic scale of phanerozoic of the USSR and its correlation with other scales . . . . .	148
4.6.4. Use of paleomagnetic investigations in stratigraphy . . . . .	153
4.6.5. Paleomagnetic stratigraphic investigations in the course of geological mapping . . . . .	154
4.6.6. Methods of paleomagnetic sampling . . . . .	156
4.6.7. Paleomagnetic study of cores . . . . .	159
4.6.8. Some problems of magnitostratigraphy . . . . .	161
4.7. Study of section and correlation of deposits according to key and geological interpretation boreholes. <i>K. O. Ros-tovtsev, E. V. Movshovich</i> . . . . .	163
4.7.1. Study of core . . . . .	164
4.7.2. Study of drill cuttings . . . . .	165
4.7.3. Processing of data of geophysical investigations . . . . .	—
Chapter 5. Description of stratigraphic investigations depending on the type of sediments and geological structure of the region . . . . .	175
5.1. Terrigenous deposits. <i>N. N. Predtechensky</i> . . . . .	—
5.1.1. Marine terrigenous deposits . . . . .	—
5.1.2. Continental terrigenous deposits. <i>M. V. Oshurkova, N. N. Predtechensky</i> . . . . .	178
5.2. Carbonate deposits. <i>N. N. Predtechensky</i> . . . . .	182
5.3. Organogenic structures. <i>N. M. Zadorozhnaya</i> . . . . .	187
5.3.1. Main features, conditions of occurrence and classification of fossil of organogenic structures . . . . .	—
5.3.2. Peculiarities of study of fossil organogenic structures during biostratigraphic investigations . . . . .	195
5.4. Flysch and flyschoid deposits. <i>E. N. Janov</i> . . . . .	217
5.5. Siliceous strata. <i>V. N. Konditerov</i> . . . . .	229
5.6. Volcanogenic and volcanogenic-sedimentary deposits. <i>V. N. Zelepugin, V. V. Donskikh</i> . . . . .	238
5.6.1. Folded regions . . . . .	244
5.6.2. Platform regions . . . . .	251
5.7. Dislocated complexes. <i>V. D. Voznesensky</i> . . . . .	255
5.7.1. Mistakes in determinations of stratigraphic relations . . . . .	262
5.7.2. Peculiarities of methods of stratigraphic investigations . . . . .	267
5.8. Complex study of stratigraphy of bottom sediments of inland water areas and shelf of open seas. <i>M. A. Spiridonov</i> . . . . .	275

Chapter 6. Key and type stratigraphic sections. <i>N. N. Predtechensky</i>	289
6.1. Key sections . . . . .	—
6.1.1. Key stratigraphic sections of regional importance	290
6.1.2. Key stratigraphic sections of structural-facies zones . . . . .	293
6.1.3. Requirements to registration of results of key sections study of the first and second categories . . . . .	296
6.2. Type sections of local stratigraphic units. <i>I. F. Nikitin</i>	297
Chapter 7. Organization of stratigraphic works during the large-scale geological survey and search for minerals. <i>I. F. Nikitin, L. I. Melkonyan, I. V. Polubotko</i> . . . . .	300
7.1. Planning of geological survey and preparation for the field investigations . . . . .	301
7.2. Stratigraphic works to be carried out before the geological survey . . . . .	302
7.3. Stratigraphic investigations during, field geological survey . . . . .	304
7.4. Office works . . . . .	305
Conclusion . . . . .	308
References . . . . .	310

**ПРАКТИЧЕСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ**  
(Разработка стратиграфической базы  
крупномасштабных геологосъемочных работ)

Редактор издательства Л. В. Попова  
Переплет художника В. Т. Левченко  
Технический редактор И. Г. Сидорова  
Корректоры Н. Д. Баримова, М. И. Витис

ИБ № 5710

Сдано в набор 14.11.83. Подписано в печать 10.02.84. М-33503. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 20. Усл. кр.-отт. 20,63. Уч.-изд. л. 21,82. Тираж 4200 экз. Заказ 345/1377.  
Цена 1 р. 50 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра». Ленинградское отделение.  
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

*Опорный разрез триаса Закавказья*