

ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛ. ССССР
С. ПЕТЕРБУРГ, 1987

ПРОБЛЕМЫ
ЭВОЛЮЦИИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ПРОЦЕССОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 517

ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Ответственные редакторы

д-р геол.-мин. наук К. В. Боголепов,

д-р геол.-мин. наук М. А. Жарков



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1981

УДК 55+550.311

Проблемы эволюции геологических процессов. —
Новосибирск: Наука, 1981.

В сборнике освещаются различные аспекты эволюции геологических процессов в истории Земли. Рассматриваются проблемы эволюции тектонических процессов, метаморфизма, осадочного породообразования, биосферы, состава вод Мирового океана и атмосферы.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, палеонтологов, биологов и других специалистов, интересующихся вопросами истории развития Земли.

ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Ответственные редакторы
Константин Владимирович Боголепов,
Михаил Абрамович Жарков

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *А. И. Смирнов*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *С. В. Погудина, В. В. Борисова*

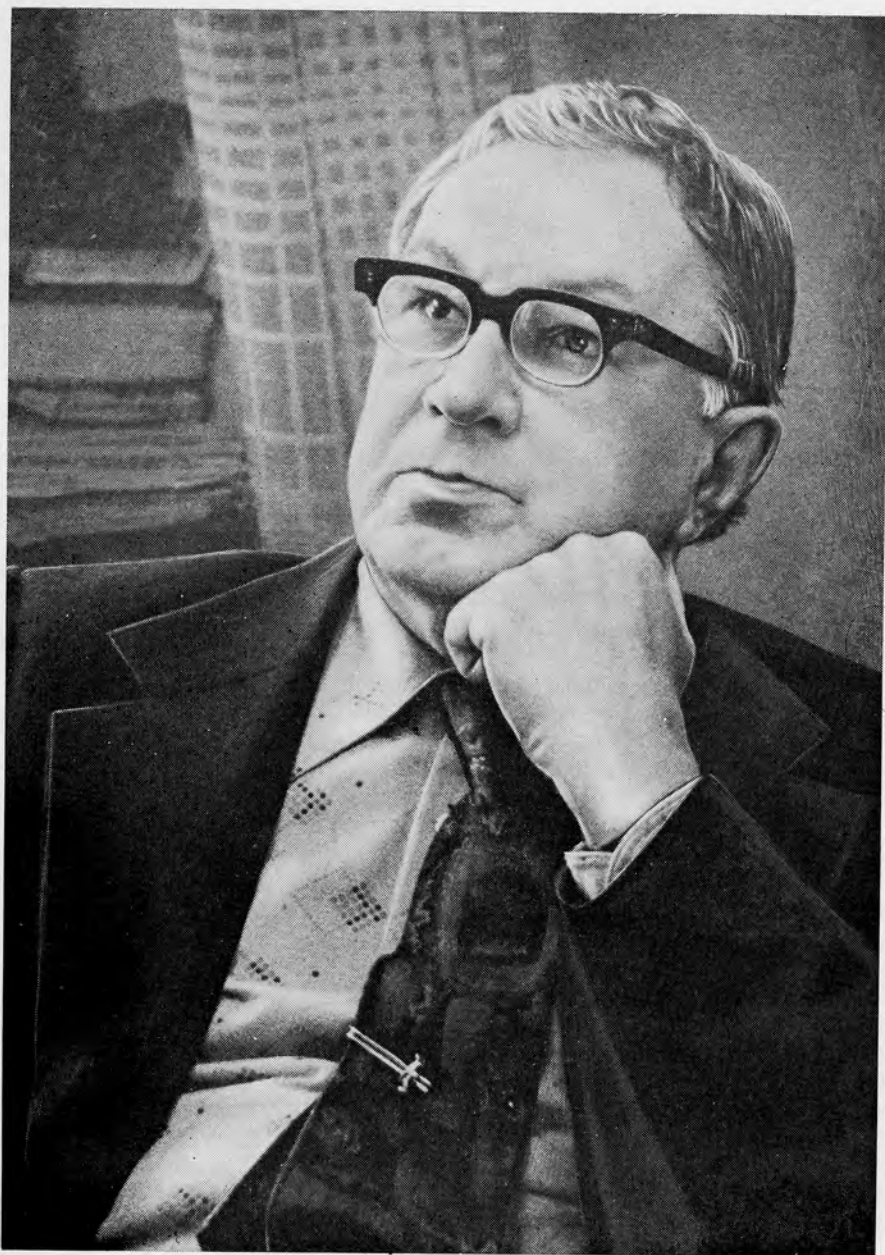
ИБ № 10980

Сдано в набор 13.11.80. Подписано к печати 21.01.81. МН-05856. Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 18,2+1 вкл. Усл. кр.-отт. 18,6. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1500 экз. Заказ № 346. Цена 3 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

П 20800 — 746
055(02) — 81 БЗ.78.3.80.1904000000.

© Издательство «Наука», 1981.



А. Яншин

ПРЕДИСЛОВИЕ

28 марта 1981 г. исполняется 70 лет со дня рождения выдающегося ученого, крупного организатора геологических исследований — академика Александра Леонидовича Яншина.

Трудно найти область геологической науки, за исключением, быть может, ее наиболее узких специфических сфер, на которую в последнюю четверть века не оказали бы серьезного влияния результаты работ А. Л. Яншина или выдвинутые им идеи. Достаточно указать на выполненный под его руководством фундаментальный труд по тектонике Евразии, вошедший в фонд мировой геологической литературы, или на разработанное им учение о молодых платформах, явившееся важным вкладом в теорию эволюции геологических структур.

Вряд ли существует в нашей стране и особенно в Сибири крупный геологический коллектив, участники которого не получали бы от А. Л. Яншина постоянной помощи в виде консультаций, советов в выборе наиболее плодотворных путей в исследовательской и практической работе, в редактировании научных трудов и их публикации.

Геолог-энциклопедист, ученый, обладающий неисчерпаемой эрудицией в широком круге естественных и связанных с ними гуманитарных наук, блестящей памятью, большой творческой энергией, талантом тонкого наблюдателя и скрупулезного исследователя, А. Л. Яншин особенно много сделал в теоретической геологии и геотектонике. Враг оторванных от природы умозрительных псевдологических конструкций, противник униформистского и догматического подхода к изучению природных явлений, исследователь, постоянно ищущий признаки прогрессивного развития природы Земли и венчающей ее биосферы, А. Л. Яншин в своих тектонических работах исходит из тщательного и всестороннего анализа эмпирически достоверных и логически взаимосвязанных вещественных, структурных и возрастных признаков, присущих природным геологическим телам. Отсюда постоянный интерес А. Л. Яншина к фундаментальным исследованиям по стратиграфии, литологии, к структурным и геодинамическим аспектам магматизма, интерес, позволивший ему внести существенный вклад в эти области геологической науки, а также создать и возглавить крупные коллективы литологов, палеогеографов и тектонистов.

В области стратиграфии А. Л. Яншиным проведены обширные исследования по разработке стратиграфических схем мезозоя и кайнозоя; критически пересмотрена стратиграфия палеогена Западной Европы и юга СССР и на основе биостратиграфических данных и тонкого палеогеографического анализа уточнена граница меловой и палеогеновой систем. В этой связи им разработан принцип полихронности фаун, обусловленной различиями среды ее обитания. Свидетельства разновременности возник-

поведения новых и вымирания старых видов фауны, выявленные им на примере соотношений датского и монского ярусов, создали основу для существенного пересмотра и уточнения методов корреляции разрезов и обоснования общей стратиграфической шкалы.

Важное значение для историко-геологических построений и трактовки проблем геодинамики имеют выводы А. Л. Яншина о метакронности «мировых» трансгрессий и регрессий в разных частях земного шара и о разновременности формирования кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых на разных континентах и в разных тектонических областях. В этих работах нашел дальнейшее подтверждение тезис, развитый А. Л. Яншиным еще в «Тектонике Евразии», об отсутствии общепланетарных фаз тектонических движений, сходных по своей направленности и кинематике.

Многогранны и широки исследования А. Л. Яншина в теоретической и прикладной литологии и в учении о геологических формациях. Они тесно связаны с тектоническими и палеогеографическими исследованиями и вместе с ними направлены в русло разрабатываемой им теории эволюции геологических процессов в истории Земли. А. Л. Яншин был одним из первых, кто подтвердил отвергавшиеся в течение многих десятилетий выводы Ога, Улига, Динера о широком распространении в разрезах геосинклинальных складчатых систем глубоководных отложений. Он указал на многочисленные случаи существования некомпенсированных осадконакоплением прогибов, на несоответствия между мощностями осадков и скоростью погружения того или иного участка земной коры; разработал методику анализа вертикальных тектонических движений, основанную на комплексном изучении фаций и мощностей горных пород. Проведенное им с этих же позиций изучение глубины древних солеродных бассейнов привело его к выводу о том, что мощные соленосные толщи накапливались в некомпенсированных прогибах и что их образование нередко начиналось на значительных глубинах, а не в мелководных лагунных бассейнах, как это рисовалось ранее при некритическом применении принципа актуализма.

Идеи А. Л. Яншина о неповторимом своеобразии прошлых геологических эпох, об эволюции осадочного породообразования, обусловленной изменениями химического состава атмосферы, солености вод Мирового океана, особенностями развития органического мира и возникновением новых тектонических и палеогеографических обстановок седиментации, приобрели конкретные черты в результате крупных исследований, выполненных А. Л. Яншиным и его учениками в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Подтвердились представления, высказанные А. Л. Яншиным более десяти лет тому назад, о высоком содержании калия в морских водах рифея и раннего палеозоя, а следовательно, и о возможности накопления в крупных промышленных масштабах калийных солей в кембрийских соленосных осадках Сибирской платформы. На этой основе, с учетом специфических палеогеографических условий соленакопления в кембрийских бассейнах, А. Л. Яншин разработал конкретные рекомендации по поисковому бурению на платформенных структурах в Иркутской области. Бурение увенчалось успехом. Впервые в мировой практике было открыто обширное месторождение нижнекембрийских калийных солей. Его будущая разработка, по-видимому, решит проблему обеспечения сельского хозяйства Сибири и Дальнего Востока соответствующими минеральными удобрениями.

Аналогичные работы по изучению фосфоритоносных формаций привели А. Л. Яншина к выводу о высоких концентрациях фосфора в водах Мирового океана в конце позднего докембрия и в начале палеозоя. Причины этого явления еще недостаточно ясны. Но прогнозы, осуществленные по комплексу эмпирических данных, привели к открытию крупного Хуб-

сугульского фосфоритоносного бассейна, промышленное освоение которого сможет полностью удовлетворить потребность в фосфатах сельского хозяйства восточной части страны.

Эти примеры выражают важную особенность деятельности А. Л. Яншина — исключительно плодотворное сочетание постановки и решения крупных теоретических проблем и их практической реализации. Его геологический энциклопедизм — умение слить воедино стратиграфические, литологические, палеогеографические и тектонические исследования — служит основой точных прогнозов, позволивших обосновать и открыть целый ряд месторождений полезных ископаемых: нефть и газ в Устюртско-Кызылкумском бассейне Туранской плиты, железные руды в Приаралье, артезианские бассейны в безводных районах Казахстана, залежи тукового минерального сырья в Сибири.

Особенно много сделано А. Л. Яншиным в тектонике. Трудно переоценить созданную им теорию строения и развития молодых платформ, являющуюся основой прогнозирования и освоения в недрах этих крупных структурных элементов земной коры залежей нефти, газа и многих других минеральных ресурсов. Он впервые разработал и успешно применил методику реконструкции погребенных палеозойских структур в областях молодых платформ путем изучения и прослеживания унаследованных дислокаций в платформенных чехлах; существенно развил и усовершенствовал методы составления обзорных тектонических карт, основанных на возрасте завершающей складчатости; заложил фундаментальную основу современных представлений о срединных массивах в геосинклинальных складчатых областях; убедительно аргументировал тезис об отсутствии в истории Земли всемирных эпох складчатости и тектонического покоя; выдвинул и развил представления об эпплатформенном орогенезе, об отсутствии связи гранитоидного магматизма с фазами складчатости и о приуроченности крупных гранитоидных массивов к геоантиклинальным и сводовым поднятиям.

В последнее время большее внимание А. Л. Яншина привлекали вопросы тектоники океанического ложа и дна окраинных и средиземных морей и связанные с ними общие проблемы глобальной тектоники и геодинамики. После первых опытов исследований в этом направлении, осуществленных еще при составлении «Тектонической карты Евразии», А. Л. Яншин вместе со своими учениками и сотрудниками провел широкий цикл исследований геологического строения современных глубоководных котловин Средиземного, Черного и Каспийского морей и древних (среднепалеозойских) глубоководных впадин типа Прикаспийской. На этих примерах и некоторых аналогиях с котловинами окраинных морей Тихоокеанского пояса выявлена новая категория крупных структурных форм земной коры, отличающаяся и от геосинклинальных, и от платформенных. Особенностью этих «пелагогенных» структур является то, что они образовались при почти катастрофических многокилометровых обрушениях земной коры за короткие отрезки геологической истории. Для них характерны подъем поверхности Мохоровичича, резкое сокращение мощности консолидированной коры и уничтожение гранитного геофизического слоя. Эти структурные формы, обусловленные вертикальными тектоническими движениями, представляют собой антиподы областей дейтероорогенеза, поскольку в последних происходит наращивание коры и интенсивный подъем ее поверхности, а в пелагогенных впадинах — утонение коры и резкое погружение ее поверхности.

Признавая основные положения современной мобилистической концепции — теорию спрединга и крупных горизонтальных перемещений литосферных плит, А. Л. Яншин вместе с тем настойчиво выступает против широко распространенных попыток отождествления геосинклиналей геологического прошлого с океанами. Он указывает на резкие различия в

составе, морфологии, мощности и условиях образования осадочных формаций океанов и древних «ископаемых» геосинклиналей и приводит важные доказательства широкого развития внутриконтинентальных геосинклинальных систем, созданных в результате деструкции континентальной земной коры и сравнительно ограниченного по масштабам спрединга.

В связи с этими новыми ступенями своих исследований А. Л. Яншин недавно обратил внимание на наименее разработанные в теории плитной тектоники вопросы о соотношениях горизонтальных и вертикальных тектонических движений и причинах длительной унаследованности крупных платформенных структур. Вместе с Е. В. Артюшковым и А. Е. Шлезингером он разработал весьма интересную геодинамическую модель, согласно которой длительная унаследованность вертикальных движений, казалось бы противоречащая крупным горизонтальным перемещениям, обусловлена особенностями строения подошвы литосферных плит, существованием самоподдерживающихся «ловушек», в которых концентрируются наиболее легкие, перегретые дифференциаты глубинного мантийного вещества, и «антиловушек», обтекаемых этим веществом. Продукты дифференциации глубинного вещества, поднимающиеся от границы ядра и мантии, оказывают динамическое и физико-химическое воздействие на земную кору, ее изостатическое поднятие или погружение при преобразовании горных пород в их более плотные разновидности.

Тектонические исследования А. Л. Яншина, направленные в настоящее время на рассмотрение глобальных условий тектогенеза, как и его стратиграфические и литолого-формационные работы, пронизаны общей идеей эволюции геологических процессов в истории Земли.

Этой идее, столь ярко выраженной в трудах А. Л. Яншина, подчинены и публикуемые в настоящем сборнике материалы. Друзья, товарищи и ученики посвящают этот сборник Александру Леонидовичу и, поздравляя его с 70-летием, желают ему доброго здоровья и новых творческих достижений и открытий на благо дальнейшего прогресса в познании законов развития нашей планеты.

К. В. БОГОЛЕПОВ, М. А. ЖАРКОВ

ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Современные представления об эволюции геологических процессов стали складываться с начала XIX в., когда были заложены основы геологической науки. На протяжении более чем 150 лет оформилось несколько направлений, каждое из которых отличается своим методологическим подходом к познанию истории геологического развития Земли.

Первое направление, нередко именуемое униформистским, связано с именами крупнейших геологов прошлого века — Вернера, Геттона, Бюффона и Лайеля. Особенно значительная роль в его становлении и развитии принадлежит Геттону и Лайелю.

Геттоном было сформулировано представление о том, что все прошедшие преобразования на Земле были вызваны теми же силами и причинами, которые действуют сейчас, только с учетом большего времени их действия. Лайель [1866] обосновал положение о том, что все наблюдаемые изменения в органическом мире, в земной коре и в образовании осадочных толщ можно объяснить, допустив однообразный и непрерывный ряд изменений. Сформулированный им принцип гласит: ключом к познанию прошлого является настоящее.

Взгляды Геттона и Лайеля на долгие годы предопределили развитие геологии и в первую очередь того ее раздела, который занимается осадочными породами и условиями их образования. Они дали толчок для изучения и сравнения органических остатков, для разработки стратиграфии и, что особенно важно, для выяснения палеогеографических обстановок: реконструкции контуров древних морей и континентов, условий осадконакопления. Вся вторая половина XIX и первая половина XX в. прошла под влиянием этих идей. И до сих пор многие работы целиком основываются на этих представлениях. Это направление можно кратко, хотя и не совсем точно, назвать «униформистским историко-палеогеографическим». Геологическая история согласно этому направлению понимается главным образом как последовательное изменение обстановок на поверхности и в глубине Земли, аналогичных или близких современным.

Второе направление, широко распространенное и признанное в настоящее время, именуется во многих работах «актуалистическим» или «сравнительно-литологическим». Основы этого направления были заложены Вальтером в 1893 г., но наиболее значительный вклад в его развитие внесли Я. В. Самойлов [1923], А. Д. Архангельский [1954] и Н. М. Страхов [1949, 1950, 1951, 1960—1962, 1963, 1971]. В формулировке сравнительно-литологического направления подчеркивается, что для восстановления обстановок геологического прошлого надо идти от «...изучения современных процессов, но с сознанием того, что в прошлом, особенно отдаленном от современности, и физико-географическая обстановка на по-

верхности (и в глубинах) Земли, и сами процессы, протекавшие тогда, заведомо в некоторой степени отличались от современных и тем более, чем более удалена от нас прошлая геологическая эпоха» [Страхов, 1973, с. 30]. «Актуалистический метод,— отмечает Н. М. Страхов [1945, с. 37],— имеет ограниченную применимость к разным сторонам геологической жизни Земли... Единственной областью, в которой актуалистический метод оказался наиболее применимым и наиболее эффективным, является область осадко- и пороодообразования, т. е. литология».

Важно отметить, что сравнительно-литологическое направление на первый план выдвигает генетический аспект, а именно выяснение условий осадконакопления в прошлые геологические эпохи путем сравнения с современной седиментацией. Главным является восстановление процесса накопления осадков и эволюции этого процесса.

Третье направление связано с познанием геохимической истории Земли и поэтому может быть названо «геохимическим». Оно начало развиваться со второй половины XIX, а особенно широко в первой половине XX в. Основоположниками этого направления следует, по-видимому, считать Ж. Дюма и Ж. Буссенго [Dumas, Boussingault, 1842], установивших круговорот CO_2 и O_2 в атмосфере, гидросфере и органическом мире, А. Мерсе [Marcet, 1819], В. Дитмара [Dittmar, 1884], И. Форхгаммера, доказавших, что пропорции между компонентами солевого состава морской воды в океанах и морях остаются почти неизменными, а также Ф. Кларка [Clarke, 1908]. Однако наиболее значительный вклад в развитие геохимического направления внесли выдающиеся русские ученые В. И. Вернадский и А. П. Виноградов.

Одна из важных задач геохимического направления — анализ эволюции химического состава Земли, ее оболочек, минералов и горных пород, в том числе и осадочных. В связи с этим можно упомянуть капитальные труды В. И. Вернадского «История минералов земной коры» [1969] и «Химическое строение биосферы Земли и ее окружения» [1965], А. П. Виноградова «Химическая эволюция Земли» [1959]. Основопологающие исследования были выполнены в этом направлении А. Б. Роновым [1959, 1964, 1972, 1976, 1980], В. В. Руби [1957; Rubey, 1951], Д. Пуле [Poole, 1941, 1951], В. Гольдшмидтом [Goldschmidt, 1954], М. Г. Валяшко [1962], Б. Мейсоном [1971], Р. Гаррелсом и Ф. Маккензи [1974], Р. Гаррелсом [1975], Г. Холландом [Holland, 1972] и многими другими. Важно обратить внимание на то, что геохимическое направление, исследуя распределение в горных породах содержания различных элементов (кальция, магния, окисного и закисного железа, алюминия, кремнезема, бора, брома, калия, органического углерода, изотопов кислорода, серы, водорода и углерода и т. д.), не только существенно детализирует условия образования минералов и пород, но и дает возможность выяснить состав древней атмосферы и гидросферы, а также наметить круговорот вещества в течение геологического времени.

Анализируя цели и задачи перечисленных трех направлений познания истории Земли, можно заметить, что первые два направления — историко-палеогеографическое и сравнительно-литологическое — принципиально отличаются от третьего, геохимического, направления. Это отличие заключается главным образом в том, что при геохимических исследованиях четко определяется предмет изучения — химические элементы, и поэтому геохимическое направление «...изучает их историю, их распределение и движение в пространстве — времени, их генетические на нашей планете соотношения» [Вернадский, 1934, с. 7]. В первых же двух направлениях предмет изучения конкретно не определяется, а основной упор делается на выяснение обстановок и условий образования осадков и отложений прошлых геологических периодов путем сравнения с современной эпохой.

Следует обратить внимание на то, что в соответствии с перечисленными тремя направлениями процессы эволюции устанавливались преимущественно либо при анализе изменений условий и обстановок геологического прошлого, либо по изменению минералообразования во времени, либо по химической истории. При этом нередко делается вполне обоснованный вывод, что на значительном отрезке геологической истории принципиальных качественных преобразований не происходило. Уместно в этой связи привести два высказывания.

«При изучении явлений, связанных с образованием минералов,— писал В. И. Вернадский [1969, с. 359—360],— бросается в глаза, что мы не видим никакого их изменения в течение геологических периодов. Одни и те же тела образовывались в кембрийское время, в доступные нашему изучению докембрийские геологические периоды и в настоящее время. Нет ни одного минерала, который бы был приурочен к определенному геологическому времени. Это явление может быть для нас понятно только при допущении: 1) что в течение всего этого времени, т. е. с древнейшего доальгонкского — архейского — времени и вплоть до настоящего, химический состав земных оболочек и их характер не претерпели заметных изменений и 2) что характер тех сил, которые отражались на химических процессах земной коры, был и качественно, и количественно схож с тем, какой сейчас наблюдается. Можно утверждать еще большее: не только заметно не изменялись в течение всего этого долгого времени продукты химических реакций, но и количественные соотношения между ними, по видимому, оставались те же самые. Это возможно лишь при условии, если в течение геологического времени земные оболочки и характер их энергии не претерпевали резких изменений».

Созвучно с этим высказыванием В. И. Вернадского следующее заключение, сделанное в 1971 г. Р. Гаррелсом и Ф. Маккензи [1974, с. 62]: «Одним из самых замечательных свидетельств, которые дают нам горные породы, является очевидное сходство процессов эрозии и осадконакопления на протяжении последних 3 млрд. лет. Если попытаться элиминировать постседиментационные изменения, то окажется, что составы, текстуры и структуры большей части древних осадочных пород даже в деталях легко сопоставимы с соответствующими характеристиками современных осадков. Именно этот аспект геологической летописи позволил концепции униформизма сохраниться в качестве одного из основополагающих принципов в течение почти 200 лет».

Из этих цитат видно, что в них обращается внимание на неизменность химических и физических процессов в течение истории развития Земли. Подобные представления разделяются очень многими исследователями и в самом общем понимании, несомненно, являются обоснованными. И действительно, вряд ли можно сомневаться в том, что физико-химические законы остаются неизменными и всеобщими для всех природных объектов. В этом отношении эволюция на уровне направленных изменений физико-химических закономерностей вряд ли была возможной в геологической истории.

Вместе с тем уместно поставить вопрос: правомерно ли переносить вывод о неизменности физико-химических закономерностей в истории Земли на эволюцию геологических процессов и считать, что геологические процессы также принципиально не изменялись в течение геологического времени? На этот вопрос можно ответить только отрицательно. Собранный геологами огромный фактический материал однозначно свидетельствует о том, что в зависимости от направленных изменений геологических обстановок (палеотектонических, палеоклиматических и палеогеографических) создавались неповторимые условия седиментации со своеобразной физико-химической средой осадконакопления, не сходной с современной, происходили направленные изменения тектонических режимов, которые

приводили к возникновению в определенные геологические эпохи характерных только для них тектонических структур. Иными словами, в геологической истории менялись не физические и химические законы (они всегда были неизменными), а изменялись условия их реализации на поверхности и в недрах Земли в соответствии с дифференциацией вещества Земли и преобразованиями ее оболочек.

Начиная с 50-х годов нашего столетия стало оформляться новое, четвертое, направление познания эволюции геологических процессов, которое правильнее всего назвать «формационным». К этому времени было осознано, что выяснение геологической эволюции должно основываться главным образом на изучении крупных категорий минеральных масс: горных пород, ассоциаций пород и формаций, а также крупных тектонических элементов Земли различного таксономического ранга и происхождения. Эти геологические объекты должны сами по себе быть конкретными предметами исследований, подобно химическим элементам в геохимическом направлении. Изучение эволюции таких природных объектов позволяет наиболее всесторонне познать не только эволюцию тектонических процессов и осадочного породообразования, но и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых.

Исключительную роль в становлении и развитии формационного направления в изучении эволюции геологических процессов имели исследования А. Л. Яншина. Еще в 1963 г. на совещании по проблемам тектоники, которое состоялось в Москве, он сказал*: «Изучение эволюции геологических процессов представляет собой одну из важнейших проблем теоретической геологии. Геологические процессы изменяются медленнее, чем формы органического мира. Поэтому их эволюция долго оставалась незамеченной и до сих пор остается еще слабо изученной. Эта работа имеет огромное значение как для выработки правильных теоретических представлений об истории развития Земли, так и для прогноза поисков полезных ископаемых. Закономерности размещения месторождений минерального сырья в земной коре не могут быть поняты и использованы в практике народного хозяйства страны без изучения эволюции геологических процессов, без изучения специфики геологических условий и явлений, существовавших в различные хронологические интервалы земной истории и в отдельные геологические эпохи».

Формационное направление основное внимание акцентирует на изучении геохронологических закономерностей размещения однотипных пород и формаций, поскольку только таким путем можно наметить их эволюцию. Важность таких исследований одним из первых подчеркнул А. Л. Яншин. Особое значение при этом придавалось изучению «...эволюции однотипных формаций в истории Земли попутно с разработкой вопросов их типизации и классификации, а также методов их выделения и опознания» [Яншин, 1969, с. 5].

Принципиальное отличие формационного направления от трех ранее охарактеризованных заключается в том, что эволюция выясняется на породном или формационном уровне или на уровне крупных тектонических структур, а не на основе химических элементов, осадков или обстановок осадконакопления.

* * *

Можно сказать, что формационное направление в эволюционных исследованиях только закладывается. Крупных обобщений в этом направлении пока еще мало. Среди них следует упомянуть работы А. Б. Рюнова

* Цитируется по стенограмме.

и В. Е. Хаина [1954, 1955, 1956, 1961, 1962], А. Б. Рогова [1976], А. Б. Рогова и др. [1974, 1978], В. Е. Хаина и др. [1975, 1977, 1979] по закономерностям возрастного размещения пород и литологических формаций, на основе которых уже сделаны важные выводы о количественных закономерностях строения, состава и эволюции осадочной оболочки Земли [Рогов, 1980].

Весьма велик вклад в направление исследований эволюции геологических процессов А. Л. Яншина, хотя, к сожалению, результаты его работы до сих пор полностью не систематизированы. Они рассеяны по массе статей и монографий, неоднократно высказывались в докладах и выступлениях, фигурируют в решениях большого числа совещаний, конференций и симпозиумов, заложены в планах научно-исследовательских работ многих научных учреждений Советского Союза.

Особое внимание уделялось А. Л. Яншиным эволюции тектонических процессов и осадочному породообразованию. Исследования в этом направлении были им организованы в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, где они проводятся с 1961 г.

Исследования эволюции осадкообразования были сконцентрированы на отдельных типах осадочных формаций с целью изучения их вещественного состава, строения, особенностей пространственного размещения, типизации и классификации. В качестве объектов изучения были выбраны: соленосные формации, перспективные для поисков месторождений калийных солей, гипсов и ангидритов, серы, высококонцентрированных рассолов; фосфоритоносные формации, как кремнисто-карбонатные геосинклинальные, так и связанные с корами выветривания, поскольку обнаружение в Сибири и на Дальнем Востоке месторождений фосфоритов остается одной из важнейших практических задач; красноцветные осадочные и осадочно-вулканогенные формации, благоприятные для поисков месторождений меди, железа и ряда других полезных ископаемых; глауконитоносные и карбонатные формации, изучение которых особенно перспективно для выяснения таких кардинальных вопросов осадочного породообразования, как эволюция солености вод Мирового океана и состава атмосферы.

Выполненные работы показали правильность и перспективность формационного направления познания эволюции осадочного породообразования. В качестве примера можно привести результаты сравнительного изучения соленосных формаций, которое позволило установить необратимые черты эволюции галогенеза в геологической истории [Яншин, 1961, 1964, 1977; Жарков, 1971, 1974, 1976, 1978; Жарков, Яншин, 1980; Жарков и др., 1978, 1981; Благовидов, 1979; Мерзляков, 1979]. В истории фанерозоя зафиксированы направленные изменения особенностей палеотектонического размещения областей соленакопления, выразившиеся в том, что они последовательно сместились из регионов древних платформ раннего палеозоя сначала в зоны посторогенных впадин каледонской и варисской складчатости и внутриконтинентальных рифтовых впадин в позднем палеозое, затем на территории молодых платформ и окраинно-океанических рифтовых впадин в мезозое и, наконец, в области краевых и тыловых орогенных прогибов, межконтинентальных посторогенных депрессий и впадин неотектонического орогенеза в неогене.

Выяснилось также, что в зависимости от эволюции тектонических и палеогеографических процессов происходила и эволюция состава соленосных формаций, выражающаяся в исчезновении со временем одних и появлении других семейств, подклассов и классов формаций [Жарков и др., 1981]. В первой половине палеозоя (кембрий — силур) происходило исключительно хлоридное соленакопление и образовывались соленосные формации только галитового и галит-сильвин-карналлитового семейств. После каледонской эпохи складчатости (девон — карбон) более широкое

развитие получили галит-сильвин-карналлитовые формации и впервые в геологической истории появились формации галит-глауберитового семейства. Качественные преобразования произошли в герцинскую эпоху складчатости, когда появился новый калийно-сульфатный подкласс соленосных формаций. В меловом периоде впервые стали образовываться такие формации, как галит-сильвин-карналлит-бишофит-тахгидритовые и галит-сильвин-карналлит-тахгидритовые. В палеогене, опять-таки впервые, появился хлоридно-карбонатный (содовый) класс соленосных формаций, а в неогене широкое развитие приобрели ранее не встречавшиеся формации калийно-сульфатного и натриево-сульфатного состава.

Основная направленность эволюции галогенеза в истории Земли была, несомненно, связана с сульфатонакоплением, но она оказала большое влияние и на калийное осадкообразование в солеродных бассейнах.

Установленные закономерности оказались исключительно важными для научно обоснованных прогнозов поисков целого ряда полезных ископаемых, приуроченных к соленосным толщам. Так, поиски залежей сульфатных калийных солей следует проводить только среди соленосных формаций пермского или неогенового возраста. Формации этого возраста наиболее благоприятны для поисков месторождений сульфата натрия, сульфатно-магниевого и хлоридно-магниевого солей. Месторождения бишофитовых пород можно встретить лишь в соленосных формациях пермского и мелового возраста, а тахгидритовые породы — в меловых формациях.

Специально выполненные исследования по оценке перспектив калиеносности кембрийских отложений Восточной Сибири [Яншин, 1961, 1964] показали, что в кембрийскую эпоху также существовали благоприятные условия для формирования месторождений калийных солей хлоридного состава. Организованные в результате этого поисковые работы увенчались открытием в 1977—1979 гг. крупнейшего в мире Непского калиеносного бассейна на севере Иркутской области. Его площадь превышает 20 тыс. км². Калийные соли залегают на глубинах 600—900 м. Прогнозные запасы оцениваются в пределах наиболее перспективной площади в 70—80 млрд. т сильвинитовых руд.

* * *

Основой для выделения и типизации структурных элементов земной коры, а следовательно, и выяснения их эволюции в геологической истории является изучение вещественного состава формационных тел (ассоциаций формаций, структурных этажей) и их пространственных соотношений. Таким образом, и для эволюционных исследований в тектонике непосредственным объектом являются не столько тектонические процессы или режимы (они могут быть реконструированы лишь впоследствии), сколько конкретные геологические структуры определенного ранга (в данном случае речь пойдет о геоструктурных областях), сформировавшиеся в течение того или иного этапа истории Земли.

Эволюция геологических структур может рассматриваться в двух аспектах: а) преобразование одного класса структур в процессе тектонического развития в другой класс (геосинклиальная область — орогенная область — платформа), что выражается как в существовании латеральных рядов сопряженных структурных элементов различных классов, так и в вертикальной последовательности соответствующих структурно-формационных комплексов в разрезах земной коры; б) изменения, происходящие внутри каждого класса структур в течение геологической истории, примером чего могут служить отличия древних докембрийских и молодых фанерозойских платформ.

Оба аспекта в равной степени правомерны и дополняют друг друга. Первый из них может быть назван изучением «общей эволюции» и второй — «частной эволюции», поскольку этот аспект имеет дело с эволюционными преобразованиями внутри отдельных классов структур.

Методом изучения общей эволюции, наряду с установлением вертикальной последовательности структурно-вещественных комплексов, очевидно, должно служить выделение в современной структуре земной коры латерального ряда структурных областей, принадлежащих к разным классам или разным стадиям развития коры. Признаками их выделения могут служить не только «статические» параметры, закрепленные результатами предшествующего развития, но и динамические, выражающиеся в формах рельефа (морфоструктурах), в новейших и современных движениях, сейсмичности, вулканизме, тепловом потоке и т. д. Использование динамических характеристик позволяет проникнуть в сущность тектонического процесса и использовать с определенной мерой ограничений и критического подхода актуалистический, или «сравнительно-тектонический», метод при диагностике явлений, формирующих латеральные ряды геоструктурных областей геологического прошлого. В связи с этим нельзя полностью согласиться с Н. М. Страховым, который писал: «Он (актуалистический метод — К. Б. и М. Ж.) вовсе не применим, например, к процессам, происходящим в глубинах Земли, в частности, к тектоническим и глубинно-магматическим, ибо мы не знаем, как они протекают сейчас и, стало быть, в данном случае просто нет базы для применения актуалистического метода» [Геологический словарь, т. 4, 1973, с. 30]. Возможности применения актуалистического метода в тектонике, как и в петрологии, увеличиваются и, несомненно, будут расти и далее вместе с ростом наших знаний.

Представления об общей эволюции геологической структуры лежат в основе геосинклинальной теории и широко используются со времен создателей этой теории — Холла, Дана и Ога. Они получили дальнейшее развитие в учении о древних и молодых платформах — в трудах А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и Г. Штилле, с одной стороны, и А. Л. Яншина и его учеников — с другой. Представления об эволюции континентальных сегментов земной коры и составляющем их латеральном ряде структурных элементов существенно расширились благодаря работам Н. П. Хераскова, выделившего орогенные области не в промежуточную категорию переходных структур между геосинклиналями и платформами, а в самостоятельный класс, обладающий собственными вещественными и структурными признаками. Дальнейшие исследования позволили подразделить этот класс геологических структур, исходя из историко-геологических — эволюционных и структурно-вещественных признаков, на области прото- и дейтероорогенеза [Боголепов, 1971]. При этом выяснилось, что области дейтероорогенеза обладают способностью к регенерации в течение нескольких тектонических эпох.

К числу основных, хотя и локально распространенных и в силу этого кажущихся аномальными, должны быть отнесены структуры обрушения платформенных мегаблоков коры. Они приурочены к альпийским протоорогенным поясам (система средиземноморских глубоководных впадин), а также к внешним — экзогональным и внутренним — входящим углам древних платформ (Прикаспийская, возможно, Припятская впадины). Эти структуры выявлены и изучены в последние годы А. Л. Яншиным, А. Е. Шлезингером и Я. П. Маловицким с группой их коллег [1980] и названы Я. П. Маловицким «целагогенными». По особенностям структуры, формационному составу и, главным образом, условиям образования они противоположны областям дейтероорогенеза и в качестве антиподов последних рассматриваются Е. В. Артюшковым [1979] и А. Л. Яншиным с соавторами [Яншин, Артюшков, Шлезингер, 1977]. Структуры обруше-

ния по своим параметрам не укладываются в известные до сих пор классы структурных элементов земной коры континентов, и их выявление в неоген-четвертичном и палеозойском этажах является одним из крупных достижений современной тектоники. Думается, однако, что их было бы правильнее называть не «пелагогенными», а «тафрогенными» структурами, т. е. использовать термин, предложенный в свое время Э. Кренкелем, но ныне потерявший значение в связи с введением понятия «рифтогенез».

Выделение для отдельных крупных тектонических эпох глобальных латеральных рядов взаимосвязанных, одновременно развивавшихся геологических структур (их пространственного распространения, площадей и объемов) является необходимой предпосылкой геодинамических исследований — исходным для них геологическим материалом. Оно столь же необходимо в методологическом плане для решения проблем общей эволюции геологической структуры.

В настоящее время создан ряд принципиальных схем строения коры с разделением ее на сопряженные структурные элементы. Они представлены в обобщающих трудах по геотектонике В. Е. Хаина, В. В. Белоусова и других исследователей. Однако, как правило, это усредненные геолого-геофизические модели, не привязанные к конкретным регионам. Они имеют интегральный характер и не сопровождаются анализом совокупности процессов, формировавших в определенные отрезки геологического времени систему разнотипных геологических структур. В этом отношении весьма важный раздел тектоники, который может быть назван «учением о латеральных рядах геологических структур», требует дальнейшей разработки. Должны быть расширены и уточнены ориентированные в этом направлении опыты сравнительного тектонического анализа, выполненные в последние десятилетия при составлении «Атласа палеогеографических и палеотектонических карт СССР» под редакцией А. П. Виноградова, а также карт тектоники докембрия континентов и тектоники мезозоя Центрально-Азиатского орогенного пояса. При всем весьма существенном различии в методах составления карт атласа и указанных тектонических карт те и другие дают обширный материал для установления общей системы одновременно развивавшихся геологических структур и ее эволюции.

Примером одного из первых опытов выделения и совместного анализа разнотипных геологических структур, сопряженных в пространстве и связанных единым временем образования, является схема, предложенная для мезозойских структур Сибири [Боголепов, 1967]. Намечены два крупных ряда геологических структур, отражающих противоположные тенденции в развитии земной коры:

*А. Области преимущественного опускания
(отрицательных изгибов поверхности земной коры)*

Плиты 1-го типа (огражденные)	Плиты 2-го типа (неогражденные)	Эпикратонные геосинклинали	Ортогеосинклинали
----------------------------------	------------------------------------	-------------------------------	-------------------

*Б. Области преимущественного поднятия
(положительных изгибов поверхности земной коры)*

Сводовые поднятия 1-го типа (центрально-сибирского)	Сводовые поднятия 2-го типа (алтае-саинского)	Сводовые поднятия 3-го типа (забайкальского)	Орогенные сводовые поднятия
--	--	---	-----------------------------

Было отмечено, что «каждый из выделенных типов связан взаимоотношениями с ближайшими членами того же ряда и в то же время характеризуется: а) определенной ассоциацией осадочных и магматических формаций; б) определенной скоростью вертикальных тектонических движений (и осадконакопления) и степенью их дифференцированности; в) частотой активно развивавшихся разломов; г) интенсивностью проявления «складчатости изгиба»; д) особенностями строения земной коры (увеличения или уменьшения ее мощности или составляющих ее геофизических слоев).

В течение одного тектонического этапа возможен переход структур одного типа в другой не только внутри ряда, но и из одного ряда в другой, как, например, при формировании в ранней юре Западно-Сибирской плиты (плита 1-го типа) на месте сводовых поднятий 2-го и 3-го типов или при преобразовании в меловом периоде Лено-Алданской плиты (2-й тип — в систему поднятий 1-го типа) [Боголепов, 1967, с. 292—293].

Исходя из предложенной схемы, были намечены и определенные закономерности в сочетаниях структур разных типов.

В связи с приведенным примером следует отметить, что при сохранении общей систематики, подтвержденной дальнейшими исследованиями тектоники мезозоя Центрально-Азиатского пояса, сводовые поднятия 2-го (алтае-саинского) и 3-го (забайкальского) типов были по вновь разработанной номенклатуре отнесены к подклассу дейтероорогенных структур, тогда как «орогенные сводовые поднятия» этой схемы принадлежат к подклассу протоорогенных (эпигеосинклинальных) структур. Точно так же плиты 1-го и 2-го типов и сводовые поднятия 1-го (центральноазиатского) типа являются подразделениями класса платформенных структур.

В дальнейшем был осуществлен опыт выделения латеральных рядов одновременно формирующихся геологических структур уже в глобальном плане с учетом структуры не только континентальных, но и океанических сегментов земной коры [Боголепов, Чиков, 1976]. В этой системе продолжающих развиваться в современную тектоническую эпоху структурных форм, связанных между собой эволюционной направленностью и единством геодинамического процесса, очевидно, могут быть намечены последовательности, выражающие как конструктивные, так и деструктивные линии преобразования земной коры. Из них конструктивная линия осуществляется формированием континентальной коры и ее гранитно-метаморфического слоя и последовательным увеличением их мощности. В континентальном сегменте конструктивные процессы наиболее полно выражены в структурах орогенных областей. Однако определенная конструктивная направленность может быть намечена и для океанической коры по мере ее удрежнения, преобразования океанических плит атлантического типа в западнотихоокеанский, увеличения мощности и формирования внутриокеанических областей и поясов вулканических структур [Боголепов, Чиков, 1976].

Наиболее ярким примером структур деструктивной линии развития в континентальных сегментах являются установленные А. Л. Яншиным и его соавторами «пелагогенные» (или «тафрогенные») структуры и, по-видимому, близкие к ним в генетическом, но не в структурном отношении, периконтинентальные опускания, геоморфологически выраженные континентальными склонами материковых окраин атлантического типа. Другим примером деструкции континентальной коры являются структуры, образованные внутриконтинентальным рифтогенезом. Они отличаются от только что упоминавшихся двух групп своей кинематикой.

В классе геосинклинальных структур сходятся линии как конструктивного (преобразования океанической коры в континентальную), так и деструктивного развития. В этом заключается сложность родословной геосинклинального класса и его генетических кодов. При этом деструкции подвергается не только континентальная кора в процессе ее обрушения, раздвигов и физико-химической переработки, но и кора океаническая при ее погружении в зонах Бельюфа, если следовать гипотезе субдукции. В целом же геосинклинальный процесс в его завершенной форме является конструктивным. По-видимому, со времени глубокого докембрия он важнейший, ежели не единственный, фактор формирования континентов.

В общем виде может быть намечен глобальный ряд классов современных геологических структур (см. схему). Стрелками мы показываем возможные направления эволюции как в ее конструктивной, так и в деструк-



* Возможные аналоги древних многогеосинклиналей и перикратонных опусканий по Е. В. Павловскому.

** В ряду структур постальпийского (неоген-четвертичного) этапа не установлены, хотя их зачаточными формами могут быть как пелагогенные глубоководные впадины средиземноморского типа, так и рифтогенные впадины типа Красного моря.

тивной форме. В данном изложении мы не можем охарактеризовать каждый из выделенных классов. Отчасти это сделано в цитированных ранее работах. Характер эволюционных связей и возможного перехода одного класса структур в другой обосновывается взаимоотношениями структурно-формационных комплексов, присущих каждому из классов в изученных разрезах земной коры, хотя в ряде случаев намеченные эволюционные связи не могут быть подтверждены эмпирическими данными и имеют гипотетический характер. В частности, внутриконтинентальные, рифтогенные и пелагогенные (тафрогенные) классы структур, по-видимому, могут эволюционировать как в сторону перехода в класс платформенных образований (переход авлакогенов в синеклизы в первом случае и преобразование глубоководной среднепалеозойской Прикаспийской впадины в платформенную синеклизу в позднем палеозое и мезозое — во втором), так и в класс внутриконтинентальных геосинклиналей, минуя так называемую «океаническую» стадию развития. Однако прямых доказательств такого хода эволюции нет, как нет и прямых доказательств широко распространенных гипотез, отождествляющих древние геосинклинальные образования Урала, Алтае-Саянской области и т. д. с образованиями проблематичных древних океанов. Первый вариант имеет ряд существенных пре-

имуществ, на которые неоднократно обращал внимание в своих выступлениях А. Л. Яншин.

Приведенная схема латерального ряда современных — постальпийских — геологических структур и наметившиеся эволюционные связи между отдельными классами с определенной долей вероятности могут быть перенесены и на прошлые тектонические эпохи. Это подтверждается соотношениями структурно-формационных комплексов (структурных этажей) в разрезе коры. При этом необходимо учитывать, что каждый из классов в процессе эволюции мог испытывать существенные качественные и количественные изменения.

«Частная» эволюция может быть исследована только для классов структур, входящих в состав континентальных сегментов земной коры, поскольку эмпирические данные по структурам океанического ложа, более древним, чем позднерюрьские, отсутствуют, и если справедлив афоризм Э. Булларда, что дно океана моложе, чем океан, то мы никогда не будем ими располагать. Следовательно, проблемы пространственных и эволюционных (в том числе генетических) связей между океанскими и континентальными структурами в палеозое и докембрии могут решаться только путем экстраполяции современных данных и аналогий, основанных на актуалистическом методе. Для суждений о преобразовании океанической коры в континентальную (но не океанов в географическом или структурном смысле этих понятий и не конкретных океанических структур) мы располагаем реликтами базит-гипербазитового океанического слоя (предположение, также основанное на аналогиях), залегающими в основании эвгеосинклинальных серий многих складчатых поясов фанерозоя и докембрия.

Исследование эволюции остальных классов геологических структур, установление времени их появления и последовательных изменений присущих им признаков в значительной мере зависят от успехов изучения геологии докембрийских и особенно архейских толщ, так как уже в раннем протерозое и, во всяком случае, в рифее устанавливается спектр типичных геосинклинальных, платформенных и орогенных (в том числе, как нам представляется, и дейтероорогенных) комплексов. Правда, следует отметить, что ряд исследователей оспаривают существование орогенных структур в нижнем протерозое и даже в рифее (см. статью Ч. Б. Борукаева в наст. сборнике). Однако некоторые данные о достаточно широком распространении в древних толщах грубообломочных молассоидных образований начиная с позднего архея (киватиний), развитие субаэральных эффузивных образований и интрузий субщелочной и щелочной специализации в протерозое, как и ряд особенностей строения и состава зон диасхизиса, сближающих их с дейтероорогенными комплексами фанерозоя, противоречат этим представлениям [Докембрий..., 1977; Башарин, 1976; Семихатов, 1974; и др.].

Устанавливая уже в позднем архее и раннем протерозое прототипы геосинклинальных, орогенных и платформенных образований, нет оснований предполагать и принципиально иную кинематику образования структур по сравнению с последующими периодами геологической истории, меньшую роль разрывов, горизонтальных перемещений или обрушений коры, а следовательно, и вероятность образования более эфемерных структур других классов, хотя их диагностика в древних структурных этапах весьма затруднительна.

Значительные успехи в изучении эволюции геосинклинальных структур получены в результате работ по тектонике докембрия континентов, выполненных в лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР и вылившихся благодаря инициативе А. Л. Яншина в публикацию пятитомного монографического исследования. Проблемы структурной эволюции подробно освещены Ч. Б. Борукаевым в заключи-

тельном томе этого издания [Докембрий..., 1977], на который мы уже неоднократно ссылались. Характеризовать результаты этих работ нет необходимости, тем более, что в статье Ч. Б. Борукаева в настоящем сборнике они получили дальнейшее развитие.

Изложим лишь некоторые общие соображения. В развитии Земли, начиная по крайней мере со времени создания в саамскую эпоху кристаллического панциря — прототипа континентальной коры (около 3,2 млрд. лет) и его последующего дробления [Докембрий..., 1977], не существовало эпох, в течение которых не был бы выражен в аномальных, зачаточных (платформенные массивы) или достаточно развитых формах (древнейшие эвгеосинклинали) спектр основных структурных элементов, характеризующих современную структуру коры, хотя каждый из них в течение геологической истории испытывал внутривидовую эволюцию и современные геосинклинали, как и современные платформы, не адекватны геосинклиналям и платформам фанерозоя и тем более глубокого докембрия.

Представляются несомненными изменения не только соотношений признаков, по которым в настоящее время выделяются классы тектонических структур, но и само содержание этих признаков благодаря большей активности геодинамических процессов, более высокой проницаемости коры, большей интенсивности магматизма, в том числе основного. Учитывая это, при определении прототипов современных геологических структур необходимо осторожное употребление и ревизия так называемых эталонных вещественных ассоциаций, эталонных структурных форм и их соотношений. Само эталонирование признаков выделения разнотипных структурных элементов требует эволюционного подхода и не должно использоваться автоматически. Эталоны, разработанные для классификации структур неогей, очевидно, далеко не во всех случаях пригодны при выделении их прототипов в дейтерогее и тем более в протогее.

В течение геологической истории усиливается контрастность структурных элементов земной коры, увеличивается их индивидуальность. В этом, а также в последовательной континентализации литосферы, хотя мы и не знаем, насколько широко в геологическом прошлом протекали процессы деструкции континентальной и регенерации океанической частей литосферы, заключается необратимость тектонической эволюции.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 228 с.
Архангельский А. Д. Избранные труды. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 672 с.
Башарин А. К. Конгломераты и молассоидные формации в глубоком докембрии.— В кн.: Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск, 1976, с. 9—23.
Благовидов В. В. Неогеновые соленосные формации Средней и Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1978. 150 с.
Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967. 329 с.
Боголепов К. В. О понятиях «орогенез, структура» и «орогенез». — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 61—85.
Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов. М.: Наука, 1976. 248 с.
Вотах О. А. Структурные элементы Земли. Новосибирск: Наука, 1979. 216 с.
Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 264 с.
Валашко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 398 с.
Вернадский В. И. Очерки геохимии. М.—Л.: ОНТИ, 1934. 380 с.
Вернадский В. И. История минералов земной коры.— В кн.: Избранные сочинения. Т. IV. Кн. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1969, с. 303—619.
Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
Гарреле Р. М. Круговорот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени. М.: Наука, 1975. 45 с.

- Гаррелс Р. М., Маккензи Ф. Т. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
- Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973. 486 с.
- Жарков М. А. Эволюция соленаккопления в геологической истории.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1974, с. 260—299.
- Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 392 с.
- Жарков М. А. Эволюция палеозойского соленаккопления.— В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, 1976, с. 5—19.
- Жарков М. А. История палеозойского соленаккопления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
- Жарков М. А., Благовидов В. В., Жаркова Т. М., Мерзляков Г. А., Яншин А. Л. Классификация соленосных формаций по составу и особенностям пространственного положения.— Бюл. МОИП, 1981 (в печати).
- Жарков М. А., Жаркова Т. М., Мерзляков Г. А. К проблеме эволюции солевого состава вод Мирового океана в палеозое.— Геол. и геофиз., 1978, № 3, с. 3—18.
- Жарков М. А., Яншин А. Л. Эволюция сульфатонакопления в геологической истории.— В кн.: Доклады сов. геологов на XXVI сессии Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1980 (в печати).
- Лайель Ч. Основные начала геологии. В 2-х т. М.: изд. А. И. Глазунова, 1866. Т. 1, 390 с.; т. 2, 462 с.
- Мейсон Р. Основы геохимии. М.: Недра, 1971. 312 с.
- Мерзляков Г. А. Пермские соленосные бассейны Евразии. Новосибирск: Наука, 1979. 144 с.
- Ронов А. Б. К послекембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы.— Геохимия, 1959, № 5, с. 397—409.
- Ронов А. Б. Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана, атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.
- Ронов А. Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли.— Геохимия, 1972, № 2, с. 137—147.
- Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода).— Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
- Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 80 с.
- Ронов А. Б., Сеславинский К. Б., Хаин В. Е. Кембрийские литологические формации мира.— Сов. геология, 1974, № 12, с. 10—33.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Девонские литологические формации мира.— Сов. геология, 1954, № 41, с. 47—76.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Каменноугольные литологические формации мира.— Сов. геология, 1955, № 48, с. 92—117.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Пермские литологические формации мира.— Сов. геология, 1956, № 54, с. 20—36.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Триасовые литологические формации мира.— Сов. геология, 1961, № 1, с. 24—48.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Юрские литологические формации мира.— Сов. геология, 1962, № 1, с. 9—34.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. П. Палеогеновые литологические формации континентов.— Сов. геология, 1978, № 3, с. 10—42.
- Руби В. В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы.— В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957, с. 650—671.
- Самойлов Я. В. Очередные работы в области изучения осадочных пород.— В кн.: Труды Ин-та прикладной минералогии и петрографии. Вып. 3. М., 1923, с. 5—21.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Страхов Н. М. О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1945, т. 20, вып. 3—4, с. 34—49.
- Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР. Отд. геол., 1949, № 6, с. 70—111.
- Страхов Н. М. К вопросу об общей теории осадочного процесса.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1950, № 4, с. 103—146.
- Страхов Н. М. О путях построения литологической теории.— В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 13—19.
- Страхов Н. М. Основные теории литогенеза. В 3-х т. М.: Изд-во АН СССР, 1960—1962. Т. 1, 212 с.; т. 2, 574 с.; т. 3, 550 с.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 622 с.
- Страхов Н. М. Актуализм.— В кн.: Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973, с. 30.
- Хаин В. Е., Ронов А. Б., Балуховский А. П. Меловые литологические формации мира.— Сов. геология, 1975, № 11, с. 10—39.
- Хаин В. Е., Ронов А. Б., Балуховский А. П. Неогеновые литологические формации мира.— Сов. геология, 1979, № 10, с. 15—23.

- Ханн В. Е., Ронов А. Б., Сеславинский К. Б. Силурийские литологические формации мира.— Сов. геология, 1977, № 5, с. 21—42.
- Чиков Б. М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1978. 294 с.
- Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соленых толщ.— Геол. и геофиз., 1961, № 1, с. 3—15.
- Яншин А. Л. Принципы актуализма и проблема эволюции геологических процессов.— В кн.: Пути и методы познания закономерностей развития Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 1—8.
- Яншин А. Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфорного сырья в СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 5, с. 3—30.
- Яншин А. Л. Предисловие.— В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М.: Наука, 1969, с. 5—6.
- Яншин А. Л. Основные проблемы соленакопления.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—15.
- Яншин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1175—1179.
- Яншин А. Л., Ерина Л. А., Маловицкий Я. П., Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла и образование Тирренского глубоководного бассейна.— Геотектоника, 1980, № 1, с. 72—85.
- Яншин А. Л., Жарков М. А., Казанский Ю. П. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых.— Геол. и геофиз., 1977, № 11, с. 90—97.
- Clarke F. W. The data of geochemistry. U. S. Geol. Survey Bull., 1908, v. 330. 841 p.
- Dittmar W.— In: The Voyage of the H. M. S. Challenger. V. 1. H. M. Stationery Office. London, 1884.
- Dumas J., Boussingault J. Essai sur la statique chimique des etres organises, 2 ed. Paris, 1842.
- Goldschmidt V. M. Geochemistry. Clarendon Press. Oxford, 1954. 730 p.
- Holland H. D. The geologic history of sea water an attempt to solve the problem.— Geochimica et Cosmochimica Acta, 1972, v. 36, p. 637—651.
- Marcet A. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1819, v. 109, p. 161.
- Poole J. H. J. The evolution of the atmosphere.—Roy. Dublin, Soc. Sci. Proc., 1941, v. 22, p. 345—365.
- Poole J. H. J. The evolution of the earth's atmosphere.— Roy. Dublin Soc. Sci. Proc., 1951, v. 25, p. 201—224.
- Rubey W. W. Geologic history of the sea water. An attempt to state the problem.— Geol. Soc. Am. Bull., 1951, v. 62, p. 1414—1447.

Ч. Б. БОРУКАЕВ

ЗАВЕРШАЮЩАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ, ОРОГЕНЕЗ, ДИАСХИЗИС И КРАТОНИЗАЦИЯ

Более 40 лет своей многогранной творческой деятельности А. Л. Яншин уделяет огромное внимание вопросам тектонического районирования и картографирования, вопросам классификации структур земной коры и тектонических процессов. В 1937 г. вышел в свет «Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР», написанный группой ученых под руководством А. Д. Архангельского. Соавтором палеогеографических схем, приложенных к монографии, был А. Л. Яншин. Впоследствии он — активный участник работ по составлению тектонических карт СССР 1953 и 1956 гг., Международной тектонической карты Европы. В 1966 г. опубликованы тектоническая карта Евразии и сопровождающая ее монография «Тектоника Евразии», удостоенные позже Государственной премии СССР. А. Л. Яншин был руководителем этого крупного цикла работ. Он является также редактором и членом редколлегий многочисленных геологических и тектонических региональных карт, атласов палеогеографических карт, геоморфологической карты СССР 1960 г. и др.

Большинство карт, составленных под руководством и при активном участии А. Л. Яншина, развивает методику тектонического районирования по возрасту завершающей складчатости. Эта методика, основы которой были заложены М. Бертраном, в наибольшей степени отвечает ведущей тектонической концепции — учению о геосинклиналях — и получила последовательное воплощение в трудах советских тектонистов. После появления схемы тектоники СССР А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского [1933] методика непрерывно совершенствовалась и обогащалась новым содержанием. Важным вкладом в теорию, в частности, был разработанный в ходе составления тектонической карты Евразии формационный вариант методики.

Последние годы характеризуются бурной экспансией идей неомобилизма, которые существенно корректируют основы учения о геосинклиналях. В связи с этим пересматриваются и методики тектонического районирования. Так, в Геологическом институте АН СССР разработана новая методика районирования по времени становления континентальной земной коры. Она нашла воплощение в тектонической карте Северной Евразии [Пейве и др., 1976], составленной под руководством А. В. Пейве и А. Л. Яншина. Наряду с этим обнаружен или переоценен ряд геологических явлений, отвечающие которым структурам и процессы требуют новой трактовки и учета в методиках районирования. Например, структуры «третьего типа», выделенные в качестве орогенных, должны найти отражение в «Атласе тектонических карт и опорных профилей Сибири», составляющемся в Институте геологии и геофизики СО АН СССР под руководством А. Л. Яншина.

Методика районирования по возрасту завершающей складчатости предусматривала периодизацию истории Земли с выделением циклов (эпох) складчатости. Сложность и необъективность такой процедуры в применении к докембрию А. Л. Яншин отметил в ходе работ по составлению тектонической карты Евразии. За последние годы изучение докембрия продвинулось далеко вперед. Обнаружены проявления типичной складчатости без предварительной стадии геосинклинального развития и сопутствующей тектоно-магматической активизации (диасхизис по М. А. Семихатову). Выявлены также эпохи существенной перестройки глобальной структуры, для которых использован предложенный А. А. Богдановым термин «кратонизация».

Трактовка упомянутых явлений и их соотношений чрезвычайно важна не только для совершенствования методик тектонического районирования, но и для решения проблем общей классификации тектонических структур, их происхождения и эволюции, а также широкой проблемы эволюции геологических процессов, сформулированной А. Л. Яншиным.

В настоящей статье в сравнительном плане рассмотрены некоторые геологические явления и процессы, существенно видоизменяющие структуру стратисферы. Их роль и взаимоотношения остро дискутируются, особенно в последние годы. Ввиду относительной новизны проблемы автор не претендует на ее решение, а лишь пытается наметить некоторые пути к таковому.

ЗАВЕРШАЮЩАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

В 1859 г. Дж. Холлом были изложены общие принципы учения о геосинклиналях: «области складко- и горообразования связаны с областями предшествующего длительного прогибания земной коры и мощного осадконакопления» (по В. Е. Хаину и Ю. М. Шейнманну [1960]). Однако еще за три десятилетия до этого Э. де Бомон и Л. фон Бух предпринимали попытки выделения разновозрастных складчатых зон. М. Бертран и Э. Зюсс в конце прошлого века установили гуронскую, каледонскую, герцинскую и альбийскую эры складчатости, наметив их общие черты и закономерности расположения соответствующих складчатых зон.

В начале нашего столетия Г. Штилле провёл скрупулёзный анализ несогласий (преимущественно в области Западно-Европейской плиты) и вывел известный канон фаз складчатости (орогенных фаз). В каноне было отмечено около 30 фаз, сравнительно равномерно распределённых в интервале, отвечающем фанерозою. Позже их число было увеличено до 40. Механистичность канона, в котором любое, даже незначительное, несогласие трактовалось как проявление фазы складчатости, подверглась резкой критике многих геологов. После этого Г. Штилле был вынужден учитывать форму проявления фаз и ранжировать их. Так, им уже начали различаться фазы «более высокого порядка» [Штилле, 1964, с. 388] и даже фазы четырех рангов, разделение на которые проводилось интуитивно. Г. Штилле впервые употребил термин «главная (основная) складчатость», определив ее как «первую действительно крупную складчатость в области геосинклинальной системы» [там же, с. 269].

А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский, подробно рассмотревшие вопросы тектонического районирования при составлении своей классической тектонической схемы СССР, дополнили список эр (групп) складчатости М. Бертрана, но канона Г. Штилле не приняли. Районирование проводилось по времени проявления «последней интенсивной складчатости» [Шатский, 1963, с. 405]. Исследователи принимали концепцию полицикличности развития, считая, что «после складчатости область или превращается в платформу, или после значительного промежутка времени...

переживает второй пароксизм складчатости» [там же, с. 408]. «Последняя интенсивная складчатость» условно сопоставлялась с фазой.

В. В. Белоусов [1948] в своей обработке канона Г. Штилле сгруппировал фазы по циклам и в пределах каждого цикла подразделил их на предварительные, главные и заключительные. Число «главных фаз» изменяется от двух (каледонский цикл) до пяти (альпийский цикл). Очевидно, что В. В. Белоусов трактует главную складчатость иначе, чем Г. Штилле.

В 1937 и 1951 гг. Н. С. Шатский выступил с резкой критикой канона Г. Штилле и изложил новые представления о закономерностях складкообразования. Они были последовательно воплощены при составлении тектонических карт СССР 1953 и 1956 гг. Как и на многих предшествующих схемах, тектоническое районирование на этих картах проведено по возрасту складчатости. В объяснительной записке к картам принципы районирования получили полное освещение.

«Возраст складчатости определяется временем последних интенсивных движений геосинклинального типа; более точно возрастом складчатости следует считать время превращения складчатой геосинклинальной области в область платформенную, т. е. рубеж между периодом геосинклинального развития и периодом платформенного развития исследуемой тектонической зоны» [Шатский, 1963, с. 466]. Из цитаты ясно, что авторы принимают двучленную классификацию главных структурных областей (геосинклинали — платформы), поэтому время превращения геосинклинали в платформу признается важнейшим моментом развития некоторой области. Это время связывается с эпохой складчатости, которой, следовательно, придается первостепенное значение в процессе развития земной коры. Логично, что именно за этой эпохой впоследствии закрепился термин «главная складчатость», который при этом начал применяться уже в третьем значении.

Любопытно, однако, что в этой же объяснительной записке содержались некоторые высказывания, ставящие под сомнение возможность непосредственного перехода геосинклинали в состояние платформы вслед за проявлением главной складчатости. Сравнивая палеозойские складчатые области, авторы отметили, что «каледониды отличаются незавершенной складчатостью, в них резко редуцирована послегеосинклинальная стадия развития», а «в герцинидах, наоборот, конечные стадии развития складчатых зон выражены очень резко» [Шатский, 1963, с. 470]. Если следовать цитированному выше определению, «послегеосинклинальная» стадия должна рассматриваться уже как платформенная, но на карте соответствующие ей толщи включены в складчатый (геосинклинальный) комплекс. Краевые прогибы герцинид отнесены к конечным (заключительным) стадиям развития складчатых зон (а не геосинклиналей). Отсюда можно заключить, что прогибы формируются уже после складчатости.

Причина такого дуализма, видимо, в том, что ко времени составления карты претерпевали значительные изменения представления о геосинклиналиях и платформах. В 1950 г. А. В. Пейве и В. М. Сеницын [1950] опубликовали интересную классификацию геосинклиналей, подразделив их на первичные, вторичные и остаточные. В их трактовке геосинклиналь вполне отвечает первоначальному определению Дж. Дэна и Э. Ога, но в сравнении с определением А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского понятие существенно расширено. Альпийская складчатость, по заключению авторов, свойственна лишь первичным геосинклиналиям, причем горообразованием она не сопровождается. К остаточным геосинклиналиям отнесены толщи, весьма сходные с платформенными. Существенно, что вторичные геосинклинали с позиций авторов тектонической карты СССР 1956 г. не могли быть отнесены ни к геосинклиналиям, ни к платформам. Большинство из них было обозначено нейтральным термином «впадины».

При составлении тектонической карты Евразии [Тектоника..., 1966] получили развитие принципы, разработанные ранее А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским. Особое внимание было уделено вопросам глобальности, синхронности и специфики эпох складчатости. Наряду с этим существенно уточнено само понятие главной складчатости. В определении [там же, с. 13] указано, что она заканчивает геосинклинальное развитие, но упоминания о непосредственном переходе области в платформенное состояние уже нет. Более того, выделено четыре категории «своеобразных структур», которые «не могут быть отнесены ни к группе геосинклинальных, ни к группе платформенных» [там же, с. 26]. Все они развиваются после главной складчатости, но до начала формирования платформенного чехла. Один из авторов карты — Н. П. Херасков [1967, с. 264] — объединил их в «третий основной элемент в структуре континентов», хотя картографического воплощения этот вывод не получил.

Неопределенность понятия главной складчатости в структурном аспекте, на что неоднократно обращал внимание Г. Д. Ажгирей [1969], привела к необходимости выработки иных критериев для определения времени завершения геосинклинального развития. Авторами был предложен формационный критерий, применение которого особенно отчетливо демонстрировалось на примере разделения каледонид и герцинид. «Те палеозойские складчатые области и зоны, в пределах которых девон целиком или в значительной своей части представлен континентальными красноцветными или красноцветно-эффузивными формациями, отнесены к каледонидам. Те же области и зоны, в пределах которых девон представлен морскими геосинклинальными формациями (терригенными, известковыми или вулканогенными), *даже если он залегает с несогласием на силуре и более древних отложениях* (курсив мой — Ч. Б.), отнесены к герцинидам» [Тектоника..., 1966, с. 18].

Изложенный принцип оказался очень удобным для однозначного решения вопроса о разделении палеозойских складчатых зон, однако надо признать, что учитываемые им явления связаны со складчатостью весьма опосредованно. Более того, как мы видели, иногда заведомые проявления складчатости, выраженные несогласиями, просто игнорируются. Важно заметить и то, что при разделении учитывается характер лишь девонских толщ. В этом сказывается дань английскому тектонотипу каледонид, хотя другие «каледонские» зоны часто от него совершенно отличны по строению и развитию, за исключением указанного единственного признака.

Поскольку карта составлялась на стадии достаточной изученности многих складчатых областей, проявления складчатости уже не «вмещались» в разработанный ранее список эпох складчатости. Сами авторы многократно подчеркивали, что складчатость во времени «скользит» как вкост простирания геосинклинальных областей, так и по простиранию. Подразделение каледонид на ранние и поздние и выделение ранних мезозойд были лишь паллиативом на пути к полному отказу от основного принципа районирования. Противоречие между признанием асинхронности эпох складчатости и использованием традиционных понятий становилось неразрешимым и вызвало острую критику методики районирования (например, Т. Н. Спичарским [1973]).

В новой методике районирования по времени становления континентальной коры завершающая складчатость не упоминается. Однако фактически методика является модернизированным вариантом методики районирования по возрасту складчатости, что уже отмечалось в геологической литературе [Хаин, 1974; Докембрий..., 1977; Кулындышев, Соловьёв, 1979]. С завершающей складчатостью довольно точно могут быть сопоставлены «момент становления континентальной коры и соответственно... начало континентальной стадии» [Пейве и др., 1976, с. 12]. Особое значение придается процессам тектонического объединения (скупивания,

стягивания) ранее возникших участков разновозрастного гранитно-метаморфического слоя в монолитные континентальные массы, момент образования которых фиксирует начало континентальной стадии. Предполагается, что процессы этого типа осуществлялись в ходе глобальных эпох. А. А. Моссаковский [1979, с. 165], один из авторов методики, прямо параллелизует такие эпохи с известными ранее эпохами завершающей складчатости.

Наряду с процессом стягивания рассматривается и другой процесс — зарождение и рост участков гранитно-метаморфического слоя путем локального сгущивания и вещественного преобразования пород мантии, базальтового слоя и вулканогенно-осадочной оболочки. Он проходит главным образом на протяжении переходной стадии развития, которая примерно отвечает геосинклинальной. Этот процесс осуществляется практически перманентно (на макете карты, приложенном к статье, для датировки соответствующих кор принята простая геохронологическая шкала). Завершение роста участков гранитно-метаморфического слоя тоже можно сопоставить с завершающей складчатостью.

Таким образом, в новой методике процессы, объединявшиеся ранее понятием «завершающая складчатость», разделены на два — глобального и регионального (локального) выражения. При этом удалось преодолеть охарактеризованное выше противоречие между фактом асинхронности складчатостей и признанием глобальной синхронности некоторых процессов.

Однако и в новом варианте осталось неясным состояние участков, в которых завершение локального процесса происходит до начала новой глобальной эпохи стягивания. Например, какой режим существовал в раннем палеозое в областях Центрально-Азиатского пояса, где гранитно-метаморфический слой сформировался в рифее (Улутау и др.), а континентальная кора — к началу девона? Если относить указанный интервал к переходной стадии, то фиксация времени завершения формирования участков гранитно-метаморфического слоя в разные моменты ее протяженности не имеет особого смысла. Если же этому процессу придавать большое значение, интервал между ним и последующей глобальной эпохой стягивания заслуживает выделения в качестве самостоятельного.

Не рассматривая подробно геологическое содержание понятия «завершающая складчатость» (этому вопросу посвящено огромное количество специальных работ), подведем лишь некоторые итоги проведенного анализа. Понятие, являвшееся фундаментальным в учении о геосинклиналях и сыгравшее огромную роль в развитии тектоники, ныне нуждается в существенном уточнении. Процессы образования и преобразования земной коры не сводимы к этому единственному понятию. Процесс разделения последнего на составляющие уже начался.

ОРОГЕНЕЗ

Неоднократно отмечалась многозначность термина «геосинклиналь». Однако еще более многозначен термин «орогенез». В настоящее время он применяется по крайней мере в четырех смыслах: 1) как синоним термина «складчатость», 2) как синоним термина «горообразование», 3) для обозначения режима постгеосинклинального, но доплатформенного развития, 4) для обозначения особого режима, в равной мере присущего геосинклиналям и платформам. История развития представлений об орогенезе подробно рассмотрена Н. П. Херасковым [1967], К. В. Боголеповым [1971], А. А. Моссаковским [1975] и др. Поэтому мы ограничимся анализом современных взглядов и направлений, обращая внимание на те стороны проблемы, которые считаем наиболее важными для определения соотношений орогенеза с другими процессами.

Широко распространены представления об орогенном этапе развития складчатой области как постгеосинклинальном и доплатформенном. В такой трактовке он отвечает так называемому переходному этапу (стадии) (Н. А. Крылов и др.), режиму областей завершённой складчатости (Т. Н. Спизарский) или квазикратонному состоянию (Г. Штилле). Суть понятия ярко выразил А. А. Богданов [1976, с. 83], рассматривая палеозойскую структуру Центрального Казахстана: «Отмирание каледонской геосинклинали не приводит к непосредственному образованию на ее месте платформы, на смену геосинклинальному режиму приходит орогенный, характеризующийся развитием первоначально порфировой формации и гранитов, а затем — горообразовательных движений, германотипных дислокаций и моласс».

Термин «орогенный» в применении к постгеосинклинальному этапу развития складчатых областей был предложен в 1948 г. С. С. Шульцем. В первоначальной трактовке понятие вполне отвечало этимологии слова, ибо именно горообразование С. С. Шульц считал наиболее характерной чертой этапа.

Надо заметить, что в такой трактовке «самостоятельность» орогенного этапа обосновывается второстепенными признаками. Противопоставление геосинклиналей и платформ в классическом варианте учения о геосинклиналях базировалось на интуитивной оценке подвижности области. С этих позиций ороген подвижен не менее, чем геосинклиналь. М. В. Муратов [1974], А. А. Моссаковский [1975] и др. последовательно развивают представления об орогенной стадии как заключительной стадии эволюции геосинклинальных складчатых поясов. В. А. Соловьев [1975], напротив, настаивает на самостоятельности орогенного этапа (комплекса), но в его «главных тройках комплексов» (с. 274) орогенный обязательно занимает место между геосинклинальным и плитным. Трактовки орогенного этапа как поздней или постгеосинклинальной оказываются весьма близкими в признании предопределенности орогенеза предшествующим геосинклинальным развитием.

Концепция стадийности геосинклинального развития разрабатывалась на примере Альпийского складчатого пояса. Сближенность эпох завершающей складчатости и горообразования на большей части площади пояса послужила основанием к выделению орогенной стадии геосинклинального цикла (В. В. Белоусов, В. Е. Хаин, М. В. Муратов и др.). Представления о длительном постгеосинклинальном этапе возникли при изучении Центрально-Азиатского пояса, развитие которого не укладывалось в альпийскую модель.

Между тем не во всякой области вслед за завершающей складчатостью наступает эпоха горообразования. Последнее далеко не исчерпывает содержания постгеосинклинального этапа. Уже А. А. Богданов [1976, с. 108] отметил, что «постгеосинклинальная стадия... может выражаться в различных формах, в частности в виде орогенной в собственном смысле и субсеквентной форм». Продолжая исследования в этом направлении, Ю. А. Зайцев [1972, 1975] показал, что на территории эпикаледонского Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива в среднем и позднем палеозое господствовали условия, подобные платформенным (квази-платформенный этап развития). Кратковременное горообразование сопровождало каждую эпоху складчатости (таконскую, чингизскую, тельбесскую), завершавшую геосинклинальное развитие в разных зонах каледонид. Девонский вулканогенный пояс исключён из орогенных структур. Сарысу-Тенизская и Большекаратаская структурно-фациальные зоны с варисцийскими толщами большой мощности и значительными градиентами их изменения рассматриваются как миогеосинклинали. Ряд горизонтов моласс внутри квази-платформенной толщи трактуется как аллохтонные образования.

В салаиридах Горного Алтая постгеосинклинальному этапу отвечает среднеордовикско-эйфельский комплекс, выделяемый В. Д. Ермиковым и др. [1979] в качестве платформенного складчатого. На огромной территории Средиземноморского пояса [Леонов, 1972] горообразование началось практически одновременно в олигоцене, охватив участки разновозрастной консолидации. Анализ структуры щитов древних платформ [Борукаев, 1974] показал, что в раннем протерозое в областях завершённой позднеархейской складчатости преобладал режим, близкий к мпогеосинклинальному.

Все это показывает, что постгеосинклинальная стадия развития складчатых областей не всегда связана с горообразованием и, по крайней мере, далеко не исчерпывается им. Поэтому именовать ее орогенной нецелесообразно. Вряд ли корректно, например, относить к орогенной стадию развития Сибирской платформы между завершением формирования кристаллического покоя и началом накопления пород платформенного чехла [Мокшанцев, 1970]. В свете современных данных радиогеохронологии длительность такой «стадии» составляет около 2 млрд. лет. т. е. примерно половину всего интервала существования Земли.

Другая важная сторона проблемы выяснена Ю. Г. Леоновым [1978]. Он подчеркнул «сравнительно синхронное возникновение орогенного режима в областях с разной предысторией и, как следствие этого, с разной тектонической структурой» (с. 96). Из этого неизбежно следует внутреннее единство орогенного процесса, нецелесообразность его разделения на типы в зависимости от возраста предшествующей складчатости и, тем более, поисков разных причин для различных типов орогенеза. Близкой точки зрения придерживается А. А. Моссаковский [1975]. С изложенных позиций находит логичное объяснение сходство структур и формационных рядов, образующихся в эпохи горообразования, что особо подчеркивалось Н. П. Херасковым [1967].

Факт независимости орогенеза от возраста предшествующей завершающей складчатости привел многих исследователей к представлениям о «самостоятельности» орогенеза, необходимости выделения классов орогенных формаций и структур, равнозначных геосинклинальным и платформенным, или так называемого «третьего типа структур (формаций)». Формационный и структурный аспекты этой проблемы рассмотрены нами ранее [Борукаев, 1971]. Здесь коснемся лишь вопросов классификационных соотношений процессов и режимов.

«Орогенные режимы характеризуются, как и геосинклинальные, большим размахом и большой контрастностью» движений, и «в отношении этих признаков каких-либо существенных различий между этими двумя классами режимов нет», — пишет В. В. Белоусов [1975, с. 98]. Единственное различие классов он усматривает в знаке преобладающих движений. В общей классификации В. В. Белоусова орогенные режимы занимают довольно скромное место среди пяти других классов.

Т. Н. Спизарский [1973] противопоставляет орогенному режиму койлогенный, объединяя их понятием «режимы завершённой складчатости». С. А. Захаров [1972] предложил именовать постгеосинклинальное развитие подвижных поясов «тергальным», различая орогенные и квазиплатформенные этапы этого периода.

Во всех рассмотренных и многих других случаях авторы фактически развивают представления Г. Штилле [1964, с. 267] о квазикратонном состоянии, изложенные еще в 1940 г. Однако Г. Штилле никогда не связывал это состояние с обязательным и перманентным горообразованием, отмечая только, что она «известной живостью оро- и эпейрогенезов и значительной постумностью несколько напоминает предыдущие мобильные условия».

Очевидно, что дискуссии об орогенезе во многом имеют терминологический характер (это, кстати, неоднократно отмечал Н. П. Херасков).

И тем не менее они представляются важными, ибо зачастую этимология термина входит в противоречие со свертываемой им информацией.

Полемизируя с нами, К. В. Боголепов [1977, с. 11] пишет, что «орогенез нельзя ограничивать, ссылаясь на этимологию термина, одним горообразованием», ибо «он включает широкий комплекс явлений — складчатость (преимущественно германотипную и приразломную), образование разрывов, контрастные, главным образом положительные, движения блоков коры, глубинный и эффузивный магматизм, метаморфизм — и приводит к наращиванию земной коры и ее структурной перестройке». Заметим, что большинство перечисленных характеристик, хотя и в разной степени, присущи также геосинклиналям и платформам. Но можно ли считать орогенным этап, в течение которого вообще не происходит горообразования? По-видимому, нет, ибо в определении К. В. Боголепова [1973, с. 8], данном несколько ранее, орогенез характеризуется прежде всего «как тектонический процесс, приводящий к формированию горного сооружения», а лишь затем перечисляются совокупность структурных форм, наборы формаций и т. д.

Между тем широко известны случаи завершения геосинклинального развития без последующего горообразования. Кроме упомянутых ранее к ним относятся постгеосинклинальные этапы развития палеозойского Тянь-Шаня, мезозойского Верхоянья и др. Во всех этих случаях преобладают поднятия, формируется германотипная складчатость и т. п., но денудация превалирует над процессами рельефообразования. Поэтому большинство исследователей в определениях орогенеза как горообразования неявно учитывает не только качественную, но и количественную сторону процесса. Только *быстрые* сравнительно непрерывные поднятия могут привести к формированию горной страны.

С этих позиций орогенезу следует противопоставлять не стадию геосинклинального развития в целом, а, например, сравнительно кратковременные эпохи формирования некомпенсированных прогибов в ее рамках.

Признание орогенного этапа в качестве «третьего», равнозначного платформенному и геосинклинальному, послужило основанием для выделения «самостоятельного» класса орогенных формаций. Обычно считается, что именно выделение формаций лежит в основе последующей трактовки природы этапа, но не следует забывать, что Н. П. Херасков в своих построениях шел от «генотипа», т. е. структурной области, находящейся на некоторой стадии развития. Поэтому расширенное толкование постгеосинклинальной стадии привело и к неоправданной группировке формаций.

А. Л. Яншин [1967, с. 249] справедливо заметил, что Н. П. Херасков «чересчур расширил класс орогенных формаций, отнеся к нему и такие отложения, которые я бы считал типичными платформенными (пермь и триас Северо-Германской низменности, мезозой и палеоген Средней Азии)». К. В. Боголепов [1971, с. 70] указывает на неправомочность включения в этот класс кор выветривания. Продукты переотложения этих кор в самых разных структурных условиях, например фалаховую формацию Б. М. Келлера [1973], также часто относят к орогенному классу.

Гносеологические корни наблюдающегося расширения понятия «орогенез» ясны. Они обусловлены уточнением и сужением понятия «геосинклиналь», которое уже не охватывает всех подвижных областей, противопоставлявшихся стабильным платформам в классическом варианте учения о геосинклиналях. Однако такая тенденция превращает понятие «орогенез» не столько в третий (и даже переходный), сколько в «сборный» класс, что не способствует уточнению общей системы понятий. Именно поэтому, как и ранее [Борукаев, 1971], мы полагаем, что понятие следует ограничить в соответствии с этимологией термина, считая последний эквивалентом «горообразования».

ДИАСХИЗИС

Термин предложил М. А. Семихатов [1974, с. 260], обозначивший им «совокупность процессов метаморфизма, гранитизации и тектонических движений, которые накладываются на значительно более древние гранито-гнейсовые комплексы и налегающие на них покровные толщи и вызывают их динамо-термальные преобразования». Из определения ясно, что речь идет о разновидности процессов, охватываемых понятием «тектоно-магматическая активизация». Необходимость введения нового понятия была обусловлена некоторой спецификой проявления этой формы активизации в докембрии. Недавно Н. А. Божко [1979] предложен синоним — «тектоно-термальная переработка». Этот термин имеет описательный характер, точнее отражает суть процесса, но более длинен и потому менее удобен.

Строение зон диасхизиса подробно рассмотрено ранее [Борукаев, 1976; Докембрий..., 1977]. Кратко напомним их основные черты.

Зоны диасхизиса являются элементами щитов древних платформ, занимая в них обычно крайнее положение. Большинство из них имеет удлиненную в плане форму, будучи отделены от смежных блоков крупными разломами (Гренвилльский фронт, Южно-Якутский разлом и т. п.). Почти вся площадь зон сложена глубокометаморфизованными, гранитизированными (чарнокитизированными, эндербитизированными) комплексами. Местами, особенно в зонах разломов, породы диафторированы. Судя по немногочисленным реперным радиогеохронологическим датировкам, а также сопоставлениям с другими блоками щита, эти толщи, формирующие нижний структурный этаж зон, принадлежат очень древним подразделениям. В то же время массовые датировки показывают широкую гамму цифр, включая в ряде случаев даже мезозойские.

Верхний структурный ярус, если он присутствует, обычно развит в изолированных, небольших по площади участках и сложен слабометаморфизованными или неметаморфизованными толщами платформенного или многоэпиклиналиного типа. Обычно это песчано-глинистые образования, среди которых, как отметил Б. М. Келлер [1973], особую роль играет фалаховая формация (кварцевые и аркозовые высокозрелые песчаники).

Тела габбро-апортозитов (в особенности апортозитов массивного сложения или адирондакского типа) настолько характерны для зон диасхизиса, что могут служить их диагностическим признаком. Эти тела обычно ассоциируются с наиболее древними толщами нижнего структурного этажа. Широко распространены также сравнительно молодые гранитоиды, обычно калиевой специализации, сопровождающиеся пегматитами с редкометальной минерализацией. Датировки гранитоидов, как правило, служат основанием для определения времени проявления диасхизиса, но обнаруживают значительный разброс.

Складчатая и разрывная структура зон очень сложна и изучена еще явно не достаточно. Наиболее характерной чертой является наличие наложенной складчатости. Точнее, нижний структурный этаж многократно смят в серии сложных складок, а альпийотипная складчатость, деформирующая верхний этаж или не затрагивающая его, наложена на структуру основания. Эта наложенная складчатость характеризуется относительной простотой и меньшей интенсивностью, чем более ранние генерации дислокаций, и, за редкими исключениями, не маскирует структуру древних комплексов. Простирания наложенных складок довольно хорошо выдержаны и субпараллельны границам зоны со смежными блоками.

Для многих зон диасхизиса в современной структуре или на палинстратической топооснове устанавливается структурная симметрия с центральной полосой наиболее переработанных пород и краевыми, переход-

ными к смежным блокам. Ж. Уотсон [Watson, 1973] обнаружила важный факт этапности инфраструктуры. Максимальная степень переработки отвечает средней части коры, тогда как расположенные ниже гранулиты сохраняют свой облик и изотопная система их может остаться закрытой. Интересные петрологические и геохимические данные, дополнительно характеризующие зоны диасхизиса, систематизированы Н. А. Божко [1979].

Анализ строения, структурного положения и истории развития охарактеризованных зон [Докембрий..., 1977] показал, что в общем они проходят три главные стадии развития.

На ранней стадии происходит дифференциация ранее консолидированной складчатой области на устойчивые глыбы и подвижные пояса. В последних в условиях высокого теплового потока и повышенных давлений происходит расслоение континентальной коры, уплотнение ее нижних горизонтов. Формируются интрузии анортозитов. В конце стадии в верхних и средних горизонтах коры под влиянием глубинных флюидов [Watson, 1973; Божко, 1979] происходит массовое гранитообразование, сопровождающееся радиоактивным омоложением.

В среднюю стадию уплотнение нижней части коры и ее дегазация приводят к интенсивному прогибанию территории подвижного пояса в условиях платформенного или миегосинклинального режима. Лишь в некоторых редких случаях в середине стадии растяжение центральной части пояса приводит к растрескиванию и образованию линейно-вытянутой полосы вторичной океанической коры и возникновению эвгосинклинальной зоны. На протяжении всей стадии формируется наложенная складчатость. Происходит прогревание и радиоактивное омоложение фундамента прогиба.

Поздняя стадия связана, по-видимому, с инверсией прогиба, кульминацией складчатости и сменой общего знака движений. Подъем территории сопровождается размывом комплексов, сформированных на средней стадии. Происходит избирательное радиоактивное омоложение, преимущественно в зонах разломов. В некоторых поясах наблюдается внедрение серий «молодых» гранитоидов.

Разумеется, границы стадий и их характеристики условны, но общая последовательность событий примерно сохраняется для всех зон диасхизиса. Таким образом, последние в своем развитии проходят стадии, которые не могут быть объединены понятием одного какого-либо режима. В понятие «диасхизис» включаются разнородные процессы, связанные лишь одной общей чертой, которая в соответствии с предложением Н. А. Божко может быть определена как тектоно-термальная переработка фундамента. Поэтому была предпринята попытка различать «ранний диасхизис» и «поздний диасхизис», отвечающие одноименным стадиям (средняя стадия к диасхизису отношения, вероятно, вообще не имеет).

Существенно, что степень выраженности стадий в разных зонах диасхизиса различна. Например, в провинции Гренвилл наиболее ярко запечатлена ранняя стадия, а в Мозамбикском поясе — поздняя. Правда, классификация зон в соответствии с этим принципом вызвала бы большие затруднения, поскольку их эволюционный ряд не обнаруживает дискретности.

Н. А. Божко [1970] справедливо связывает развитие зон диасхизиса и интракратонных миегосинклиналей Африки в позднем докембрии. Вероятно, ранний диасхизис является реакцией фундамента на заложение эписинклинальных прогибов, а поздний отражает процессы завершения их развития. В этом случае пояса Кибара и Катанга могут представлять собой прогибы, «законсервированные» на средней стадии.

Процессы диасхизиса в наибольшей степени свойственны рифею. Соответствующие им эпохи именовались ранее гренвиллской, сатпурской, дальсландской и т. д. орогенными (складчатостью, диастрофизмом).

Однако широко проявился диасхизис также в афэбии [Борукаев, 1979] и даже киватинии [Köper, 1977]. Н. А. Божко [1979] поднял очень интересный вопрос: почему диасхизисом не затронуты современные кратоны? Предлагаемые им ответы заслуживают внимания. Однако надо заметить, что мезозойская переработка Станового пояса, например, имеет много черт сходства с поздним диасхизисом. Видимо, степень эродированности современных кратонов не столь велика, чтобы были вскрыты средние горизонты коры, в наибольшей степени подверженные переработке.

КРАТОНИЗАЦИЯ

В последнее десятилетие термин применяется очень широко и также уже многозначен. Кратонизацией считают консолидацию геосинклиналей в результате завершающей складчатости (чаще) или складчатых поясов после продолжительной переходной (орогенной) стадии. Л. Кобер, введший в 1921 г. термин «кратоген», противопоставлял обозначаемые им формы орогенам. Фактически такое противопоставление отвечало традиционному в учении о геосинклиналях противопоставлению платформ геосинклинальным складчатым поясам. Г. Штилле [1964] принял такую трактовку, употребив усеченную форму термина — кратон.

Ю. А. Косыгин [1961] вслед за А. Н. Мазаровичем обратил внимание на палеотектонический аспект применения термина в работах Г. Штилле и назвал кратоном архейские ядра древних платформ. В свете современных данных радиогеохронологии это понятие отвечает дорифейскому фундаменту платформ и прилегающих эпикратонных систем. Так, выделенный им Северо-Азиатский кратон охватывал Сибирскую платформу и Верхояно-Чукотскую эпикратонную систему. Очевидно, что образование этого кратона приурочивалось к концу дорифея.

А. А. Богданов [1976], введший термин «кратонизация» в советскую литературу, вначале применял его к готской эпохе (с. 234). Позже, однако, он склонился к мнению, что кратонизация завершает карельский (свекофенский) этап развития (с. 318 и 323). В такой трактовке кратонизация может рассматриваться как заключительная стадия развития фундамента древних платформ, непосредственно предшествующая стадии формирования платформенного чехла. Из контекста работ А. А. Богданова ясно, что он связывал кратонизацию с рубежом протогея и неогей Г. Штилле.

В 1944 г. Г. Штилле [1964] подразделил историю Земли на «большие периоды» (мегахроны) — протогей и неогей, связав их границу с алгомской «революцией» на рубеже рифея и дорифея. Он высказал также предположение о возможности разделения протогея на два мегахрона. По характеристике Г. Штилле, «революция» обновляет лик Земли, т. е. коренным образом изменяет структурный план ее верхней оболочки. Эти взгляды были восприняты многими исследователями, например А. В. Пейве и В. М. Синицыным [1950], связавшими с завершением дорифейского этапа образование панплатформы.

Анализ современных материалов [Докембрий..., 1977] показал, что с алгомской эпохой по ряду признаков, общей значимости и существенной перестройке структурных планов вполне сопоставимы еще две: саамская (около 3,3 млрд. лет назад) и герцинская (в Тихоокеанском сегменте — мезозойская). Именно эти эпохи кратонизации разделяют историю Земли на четыре мегахрона: протогей, дейтерогей, неогей и незавершенный эпинеогей. Параллельно близкие представления о целесообразности разделения дорифея на два мегахрона высказал В. И. Шульдинер [1978], который использует несколько иную терминологию.

Кратонизации следуют друг за другом с интервалом около 1,5 млрд. лет и охватывают, по-видимому, эпохи продолжительностью около 200—300 млн. лет. Сущность процесса пока не очень ясна, ибо исследования начаты недавно, поэтому приведем лишь некоторые общие признаки эпох.

Главной чертой кратонизации является чрезвычайная магматическая активность. В карельскую эпоху на всех континентах образуется характерная вулcano-плутоническая (порфировая) ассоциация, смешивающаяся с фалаховой формацией. Это акитканская и улканская серии Восточной Сибири, риолиты Висконсина, Миннесоты и Южной Дакоты, группы Кучиверо и Ивокрама Гвианского щита, группы Уайтуотер, Эдит-Ривер и Аргилла северной части Австралии и Миддлбек Южной Австралии, субиотний Балтийского щита, майтубинская и кууспекская серии Центрального Казахстана, серия Ватерберг Южной Африки и др. Повсеместно эти толщи образуют пояса, более или менее несогласно наложенные на складчатую структуру. Процессы кислого вулканизма охватывают и участки стабилизированных блоков, во внутренних частях которых нередко формируется серия посткинematических гранитоидов калиевой специализации (граниты Буладу Западной Австралии, массивы рапакиви, карсакапайские сиениты и др.).

Интенсивность герцинского кислого вулканизма широко известна. Упомянем лишь вулканические пояса Центрального Казахстана [Богданов, 1976; Маркова, 1968], щелочные интрузии Балтийского щита, малые интрузии гранит-порфиров и кератофиров Большого Кавказа. Очень интересные наблюдения провел А. Холл [Hall, 1972], показавший, что герцинские граниты отличны от каледонских повышенным содержанием K_2O . Возможно, калцевая специализация кислых пород также является характерной чертой эпохи кратонизации. Толщи, отвечающие протогее, сильно и равномерно метаморфизованы. Однако появляются данные, свидетельствующие о том, что древнейшие «серые гнейсы» возникли за счет вулcano-плутонических ассоциаций площадного распространения [Hunter *et al.*, 1978; Богданова, 1979].

В связи со спецификой и интенсивностью магматизма находятся и металлогенические особенности эпох кратонизации. Так, в алгомскую эпоху на всех щитах многочисленны гранитоиды и их пегматиты имеют редкую металлическую специализацию [Войткевич, Лебедько, 1975]. Герцинская эпоха «отличается необычайным разнообразием комплексов изверженных пород и богатством эндогенных рудных месторождений, резко отделяясь по этому признаку от сравнительно ограниченного оруденения как предшествующих, так и последующих периодов» [Смирнов, 1963, с. 156].

В эпохи кратонизации наблюдается повсеместное «геохимическое возмущение» [Пушкарев и др., 1978], наложенный характер которого улавливается изохронными методами. На гистограмме изохронных датировок, составленной Ю. Д. Пушкаревым и соавторами, отчетливо выражены все три эпохи, а также кенорская и гренвиллская, разделяющие дейтерогей и неогей пополам.

Кратонизация охватывает структурные элементы, находящиеся на разных стадиях развития, нивелируя их различия. Показателен пример Лабрадорского трога, развитие которого алгомская кратонизация остановила на стадии офиолитовой эвгеосинклинали. Вероятно, аналогичная картина наблюдается на Северо-Востоке СССР, где Алазейская «законсервированная эвгеосинклираль» (личное сообщение Ю. Е. Погребницкого) была охвачена мезозойской кратонизацией.

Характеризуя алгомскую кратонизацию, Г. Штидле [1964, с. 385] писал, что «она проявилась столь радикально, что ...за ней наступило... агеосинклинальное время». Действительно, за исключением редких спорных случаев нижнерифейские геосинклинальные образования вообще не известны. М. А. Семихатов [1974] подтвердил, что ранний рифей представ-

лял собой период высокого стояния всех континентов. Г. Штилле [1964, с. 388] объяснял это следующим образом: «...после необыкновенной динамической нагрузки, проявившейся в виде алгомской революции, наша Земля испытывала период длительного покоя, во время которого развивались и накапливались новые запасы энергии», — и писал о «послеалгомском времени передышки (времени покоя)». Аналогичным образом он оценивал проявления герцинской кратонизации, считая Альпийский геосинклинальный пояс регенерированным. Период высокого стояния, следующий за герцинской эпохой, отвечает середине триаса.

По-видимому, в эпохи кратонизации все сиалические массы сливаются в единый суперконтинент — Пангею. Первые предположения об этом были сделаны А. Вегенером относительно герцинской Пангеи. Палеомагнитные данные [Piper, 1976] показывают, что подобный суперконтинент существовал и в конце раннего протерозоя. Вслед за герцинской кратонизацией начинается дрейф континентов и раскрытие молодых океанов. В этом отношении эпинеогей, видимо, сходен с началом дейтерогея, когда после саамской кратонизации рифтинг ограниченных масштабов привел к разделению одного или нескольких континентов на зеленокаменные прогибы и «миниконтиненты». В неогее подобный процесс проявился лишь в конце докембрия (поздний рифей? — венд).

Вслед за герцинской и алгомской кратонизациями на широких площадях начинается формирование типичных платформенных чехлов. Именно этот факт лежит в основе выделения молодых и древних платформ (плит). Прочие чехлы (эпибайкальские, эпикаледонские, эпикенорские и т. п.) всегда имеют некоторые отличия от платформенных, почему и именуются «квази-», «прото-», «полуплатформенными» и т. д. С герцинской кратонизацией связан резкий перелом в развитии органического мира, послуживший базой для разделения палеозоя и мезозоя и доказанный формально-статистическим методом Г. П. Леоновым [1973].

На основе указанных признаков можно сформулировать некоторые предположения о главных чертах процесса кратонизации. Кратонизация — процесс, ведущий к гомогенизации сиалической коры, ее «отверждению» и, возможно, утолщению. Она консервирует структурные рисунки предшествовавших завершающих складчатостей и прекращает унаследованное развитие складчатых форм. Кратонизация — процесс глобальных масштабов. Его наиболее вероятной причиной представляется плотностная конвекция в мантии.

Несколько слов о соотношениях герцинской и мезозойской кратонизаций. Отмеченная еще А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским диссимметрия планеты, пожалуй, наиболее отчетливо проявлена именно на примере этих двух эпох. Герцинская кратонизация отчетливо выражена в Атлантическом сегменте. Синхронно с ней в Тихоокеанском сегменте формируются обширные геосинклинальные области, испытывающие или не испытывающие (уже упомянутая Алазейская геосинклиналь) завершающую складчатость в раннем мезозое. Позднемезозойские процессы, захватывающие в этом сегменте как геосинклинальные складчатые области, так и участки более древней консолидации, по-видимому, вполне соответствуют кратонизации по масштабам проявления магматизма, особенностям металлогении и т. д. На уровне алгомской, а тем более саамской кратонизации диссимметрия планеты не улавливается, хотя, быть может, это связано с несовершенством радиометрических методов.

ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Развитие учения о геосинклиналях привело к выводу, что «сущность геосинклинального процесса заключается в структурном и вещественном преобразовании океанической коры в континентальную» [Пейве

и др., 1976, с. 7]. Этот процесс начинается формированием «параокеанических» [Марков и др., 1979] комплексов (спилит-диабазовая, кремнисто-вулканогенная и другие формации) и завершается накоплением нижних моласс и внедрением габбро-плагиигранитных интрузий. Вслед за этим наступает континентальная стадия. В такой трактовке геосинклиналь отвечает только первичным геосинклипалям А. В. Пейве и В. М. Синицына [1950]. Однако континентальная стадия по объему много больше платформенной. Это и служит основанием для выделения «структур третьего типа», включающих, по меньшей мере, вторичные и часть остаточных геосинклиналей. К этому же классу причлеляют иные типы внутриплатформенных подвижных зон.

Отсюда следует, что конструктивный геосинклиальный процесс далеко не исчерпывает сущности тектогенеза. Это в известной мере учитывается в новейших концепциях [Пейве и др., 1976; Марков и др., 1979; и др.]. Так, выделяются стадии деструкции континентальных блоков и первые этапы формирования новых океанских структур (рифтов). Но и в этом случае собственно континентальная стадия, охватывающая промежуток от формирования гранитно-метаморфического слоя до начала его раздвижения, и протекающие в указанном интервале времени процессы не получают достаточной характеристики. Именно в эти интервалы проявляются орогенез, диасхизис и кратонизация.

Кратонизация, как и геосинклиальное развитие, безусловно, есть процесс конструктивный. Это особенно отчетливо видно на примере алгомской кратонизации. В результате ее проявления окончательно консолидировались фундаменты всех древних платформ, а также, по-видимому, стабилизировалось основание геосинклиальных поясов неогоя. Последующее дробление и растяжение эппалгомского панконтинентального кратона протекает в течение всего рифея, причем наложенные структурные рисунки резко отличны от таковых дейтерогея [Докембрий..., 1977].

Кратонизация — процесс продолжительный и, по-видимому, проявляющийся в условиях разных режимов, представляя собой суммарный результат их воздействия на стратисферу. Обычно она следует за завершающей складчатостью, отделяясь от нее постгеосинклиальным этапом, по иногда накладывается на геосинклинали ранних стадий развития, прерывая их эволюцию. Это указывает на независимость кратонизации от геосинклиального процесса, на ее наложенный характер. Периодичность кратонизаций, следующих друг за другом с интервалом в 1,5 млрд. лет, заставляет полагать, что процесс охватывает весь объем планеты. Не случайно Г. Штилле применял к своим «революциям» также термин «обновление».

С учетом сказанного, по-видимому, целесообразно различать два типа континентальной коры. Гранитно-метаморфический слой, возникающий в ходе преобразования параокеанических и вулканогенно-осадочных геосинклиальных комплексов и завершающей складчатости, может быть назван *незрелой* корой. *Зрелая* кора возникает только в эпохи кратонизации, причем в панконтинентальном масштабе.

Орогенез, по мнению Ю. Г. Леонова [1978, с. 101], к процессу становления континентальной коры отношения не имеет. Это верно, если иметь в виду становление незрелой коры. Однако в преобразовании ее в зрелую орогенез, безусловно, играет большую роль. Для оценки этой роли очень кратко рассмотрим периодичность орогенеза в истории Земли.

Основные закономерности орогенеза выяснились на примере современного нам неотектонического этапа. А. Л. Яншин рассматривает его как «особый», «качественно новый в истории тектонического движения земной коры» [Тектоника..., 1966, с. 342—343]. Не все исследователи согласны с этим заключением, полагая, что аналогичные орогенные эпохи повторялись в геологической истории неоднократно или что орогенные

структуры присущи практически любому отрезку этой истории. Любопытно, однако, что в качестве достоверных аналогов указываются лишь герцинские и мезозойские структуры, т. е. структуры последней эпохи кратонизации. Например, Ю. Г. Леонов [1978] из 175 млн. лет, приходящихся на герцинскую эпоху, лишь 40—50 млн. лет считает «анорогенными», относя к таковым же каледонскую и мезозойскую эпохи в полном объеме.

Характерные признаки орогенеза — наличие краевых и межгорных прогибов, выполненных мощными грубообломочными молассаами, и пестрый по составу магматизм (преимущественно щелочной). В рифее подобных структурно-формационных парагенезов нет. Некоторые исследователи, например Ю. Р. Беккер [1968], выделяют молассы байкальской эпохи, но области, слагаемые последними, имеют неправильные изометричные формы, а масштаб проявлений магматизма весьма ограничен. Предположение о «зачаточном краевом прогибе» байкалид в Присаянье [Тектоника..., 1966] не подтверждается. Все шире распространяются весьма обоснованные представления о том, что байкальская эпоха вообще не сопровождалась завершающей складчатостью или орогенезом в какой-либо геосинклинальной складчатой области.

М. А. Семихатов [1974] рассматривает в качестве орогенного этапа конец раннего протерозоя (ранее выделявшийся как средний протерозой). В таком объеме этап отвечает эпохе алгомской кратонизации. Структурно-формационные парагенезы этого возраста действительно близки к орогенным. Правда, их полное отождествление, против которого постоянно возражает А. Л. Яншин [Семихатов, 1974, с. 249], было бы неверным. Ему противоречит не только отсутствие характерных структурных форм, но и состав толщ, в которых преобладают мелкообломочные высокозрелые породы. Молассоподобные толщи характерны для более древней кенорской эпохи, но магматизм ее в целом отвечает синкинематическому типу.

Таким образом, процессы, в известной мере сходные с орогенезом, проявлялись в геологической истории преимущественно в эпохи кратонизации. Отсюда могут следовать три главных вывода.

1. Глыбовые восходящие движения представляют собой одну из форм проявления кратонизации — форму преобразования незрелой континентальной коры в зрелую.

2. Орогенез (горообразование) является категорией исторической, присущей в основном фанерозою. Только в фанерозое восходящие глыбовые движения начинают превалировать над денудацией в течение продолжительных эпох.

3. Герцинская эпоха, ранее рассматривавшаяся как равноправная в ряду «тектонно-магматических циклов», существенно отлична от них и в целом может квалифицироваться как орогенная. В Тихоокеанском сегменте ей отвечает отстающая по фазе мезозойская (киммерийская) эпоха. На протяжении обеих эпох орогенез проявлялся в широких масштабах, хотя доминировали другие формы тектогенеза.

В эту схему не укладывается неотектонический этап, по-видимому, действительно «особый». «Эпиplatformенный» орогенез пока лучше всего объясняется с позиций тектоники плит (механизм коллизии, или столкновения, континентов).

Часто в качестве «крайней формы выражения» орогенеза рассматривается рифтообразование. Действительно, внутриконтинентальные рифты обнаруживают теснейшую пространственную связь с горными областями. Но с позиций становления континентальной коры орогенез и рифтогенез принципиально различны. Рифтогенез — процесс регенеративный, ведущий к утонению континентальной коры, а на поздних стадиях — к ее разрыву, раздвижению и новообразованию коры океанической. Аналогии внутриокеанических рифтовых зон с ранними стадиями развития геосинклиналей подчеркивают исследователи, придерживающиеся самых раз-

ных тектонических концепций [Зоненшайн, 1974; Книппер, 1979; Милановский, 1978; и др.]. В. В. Белоусов [1978] выделяет рифтовый режим как самостоятельный. Е. Е. Милановским [1978] проведен очень интересный анализ, показавший, что эпохи усиления складчатости (фазы) и рифтогенеза и в фанерозое чередуются друг с другом, а не синхронны, как полагали ранее. Можно думать, что и орогенез, безусловно проявляющийся в условиях тангенциального сжатия, не совпадает с рифтогенезом по фазе.

Зоны диасхизиса развиваются на зрелой континентальной коре или в условиях преобразования незрелой коры в зрелую (эльсонская и, видимо, кенорская эпохи). Как уже было сказано, по типу развития они близки к интракратонным миогеосинклиналям. В процессе становления континентальной коры роль диасхизиса в общем нейтральна. Однако можно полагать, что он существенно влияет на структуру коры. Так, ранний диасхизис приводит к расслоению континентальной коры и относительной базификации ее нижних горизонтов [Докембрий..., 1977]. Поздний диасхизис, в известной мере сходный с завершающей складчатостью, вызывает, видимо, утолщение коры. На средней стадии развития зон диасхизиса в их осевой части иногда начинается рифтогенез. Избирательная приуроченность внутриконтинентальных рифтов к зонам диасхизиса (правда, чаще со значительным возрастным отрывом) широко известна [Божко, 1979; и др.].

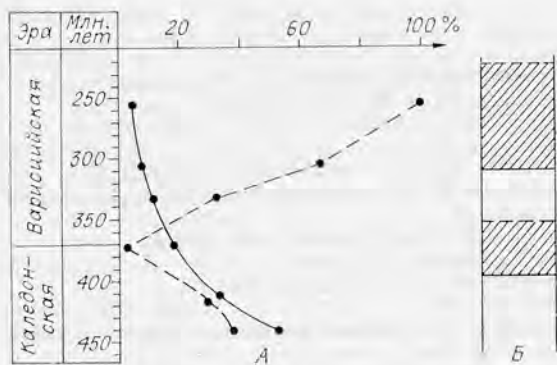
ВОПРОСЫ ОБЩЕЙ ПЕРИОДИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

До сих пор периодизация проводится преимущественно по принципу выделения циклов (эпох) складчатости (тектогенеза, диастрофизма и т. д.). При этом главное внимание уделяется завершающей складчатости. Выявление иных форм образования и преобразования коры требует новых подходов к периодизации. Такие подходы уже намечаются. Ю. Г. Леонов [1978] предлагает проводить рубежи между главными тектоническими подразделениями на уровне нижних границ «главных» эпох орогенеза. Наблюдается возврат к «канону» Г. Штилле с выделением многих фаз складчатости, которые либо вообще не группируются в циклы [Милановский, 1978], либо группируются с учетом традиций [Зайцев, 1978].

Многообразие процессов образования и преобразования коры приводит к их интерференции и затрудняет определение роли каждого из них в геологической истории вообще и в ее отдельных эпизодах в частности. Для оценки этой роли нужны новые методы. Очень перспективный метод разделения проявлений тектогенеза на составляющие разработан Ю. А. Зайцевым.

«Для области палеозойских складчатостей Казахстана и Средней Азии, территории хорошо изученной и полно обнаженной, были подсчитаны площади проявления разновозрастных складчатостей (площадь консолидации — S_k), площади находящихся внутри них остаточных срединных докембрийских массивов (площадь реликтовых массивов — S_{rm}), ... их отношение S_{rm}/S_k » [Зайцев, 1978, с. 43], а также общая площадь геосинклинальной области, существовавшей до момента проявления соответствующей главной складчатости, $S_{\Sigma g}$ и отношение $S_k/S_{\Sigma g}$.

Графики консолидации земной коры (S_{rm}/S_k) и замыкания геосинклинальных систем ($S_k/S_{\Sigma g}$) принципиально различны (см. рисунок). Первый из них (сплошная линия) отражает единый направленный процесс аккреции. На втором (штриховая линия) отчетливо выражены две ветви, отвечающие каледонской и варисцийской эрам и характеризующиеся различными тенденциями. Видимо, варисцийская ветвь отражает эффект палео-



Графики консолидации земной коры и замыкания геосинклинальных систем Казахстана и сопредельных территорий (А, по Ю. А. Зайцеву [1978]; объяснения в тексте) и орогенные эпохи палеозоя (Б, по Ю. Г. Леонову [1978]; орогенные эпохи выделены стриховкой).

жения глобальной кратонизации на сравнительно равномерный процесс аккреции, который благодаря этому ускоряется.

Ю. А. Зайцев сделал ряд важных выводов, которые можно дополнить по крайней мере одним. График консолидации земной коры показывает, что возраст завершающей складчатости в палеозойском интервале функционально связан со степенью раздробления (раздвижения) кристаллического основания геосинклинальной области. Чем больше эта степень, тем позже завершается геосинклинальное развитие. Сходное явление (правда, в качественной форме) указывалось для геосинклиналей киватиния Лаврогондии [Борукаев, 1979]. Если закономерность подтвердится, это позволит прогнозировать распространение кристаллического основания в разновозрастных геосинклиналях. В частности, тогда можно будет считать, что в салаиридах Алтае-Саянской области на большей части площади присутствуют «утопленные» блоки древнего фундамента (видимо, дорифейского), предположения о чем уже давно высказываются.

График консолидации земной коры показывает также, что периодизация на основе представлений о завершающей складчатости бесперспективна. Масштабы скольжения складчатостей слишком велики. Неприменим этот метод для докембрия, в особенности для «слабоороженного» рифея [Штилле, 1964], в течение которого завершающие складчатости вообще вряд ли проявлялись.

А. Л. Яншин [Тектоника..., 1966, с. 445] заметил, что представление о циклах складчатости «является типичным примером некритического перенесения закономерностей, установленных в небольшой по площади Европе, на всю поверхность земного шара». Столь же некритически некоторые особенности развития планеты в фанерозое переносились на всю геологическую историю, которая представлялась в виде следующих друг за другом циклов. Геосинклинальный процесс признавался единственным фактором тектонического развития.

Новые схемы периодизации должны учитывать многообразие форм тектогенеза, отражать процессы, действительно охватывающие территории глобального масштаба. Вариант такой схемы был предложен автором [Докембрий..., 1977] в развитие идей Г. Штилле. История Земли подразделяется на мегахроны, разграниченные эпохами кратонизации. Каждый из мегахронов отличается от других тенденциями развития, типами структур и, видимо, условиями проявления процессов. Этот подход позволил переоценить и фанерозойскую историю. Например, выделен незавершенный мегахрон эпинеогей, для которого, по-видимому, наиболее характерны элементы тектоники плит (в частности, спрединг океанского дна).

Разделение тектогенеза на составляющие, учёт его различных форм и анализ геологической истории во всем ее объеме позволяют создать новую концепцию строения и развития Земли, на пути к которой находится современная тектоника.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. Некоторые принципиальные вопросы составления тектонических карт.— *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 1969, v. 13, p. 105—113.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1933, № 4, с. 323—348.
- Беккер Ю. Р. Древние молассы складчатых систем европейской части СССР и их значение для стратиграфии докембрия.— В кн.: *Геология докембрия*. Л.: Наука, 1968, с. 52—58.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. М.—Л.: Госгеолиздат, 1948. 399 с.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
- Богданов А. А. Тектоника платформ и складчатых областей. М.: Наука, 1976. 340 с.
- Богданова С. В. Серые гнейсы и проблемы становления древнейшей земной коры.— *Геотектоника*, 1979, № 6, с. 123—124.
- Боголепов К. В. О понятиях «орогенная структура» и «орогенез».— В кн.: *Проблемы общей и региональной геологии*. Новосибирск: Наука, 1971, с. 61—85.
- Боголепов К. В. О некоторых проблемах орогенеза.— В кн.: *Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии*. Новосибирск: Наука, 1973, с. 8—17.
- Боголепов К. В. От редактора.— В кн.: *Докембрий континентов. Основные черты тектоники*. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—12.
- Божко Н. А. Мозамбикский пояс и некоторые особенности верхнедокембрийских «активизированных» зон Африки.— *Геотектоника*, 1970, № 6, с. 13—22.
- Божко Н. А. Тектоно-термальная переработка докембрийского фундамента Гондваны.— *Вестн. МГУ. Геология*, 1979, № 5, с. 17—30.
- Борукаев Ч. Б. К вопросу об орогенных формациях и «третьем типе структур».— В кн.: *Проблемы общей и региональной геологии*. Новосибирск: Наука, 1971, с. 86—95.
- Борукаев Ч. Б. Геосинклинальные нескладчатые комплексы.— В кн.: *Вопросы тектоники древних платформ*. Новосибирск: Наука, 1974, с. 17—46.
- Борукаев Ч. Б. Диасхизис и орогенез.— В кн.: *Орогенез в истории развития земной коры*. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 24—54.
- Борукаев Ч. Б. Сравнительная тектоника щитов Лаврентии и Гондваны.— *Геол. и геофиз.*, 1979, № 3, с. 13—24.
- Войткевич Г. В., Лебедько Г. И. Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М.: Недра, 1975. 231 с.
- Докембрий континентов. Основные черты тектоники/ Ч. Б. Борукаев, А. К. Башарин, Н. А. Берзин. Новосибирск: Наука, 1977. 263 с.
- Ермиков В. Д., Пузырев А. А., Сенников Н. В. Нижне-среднепалеозойский платформенный складчатый комплекс Горного Алтая.— *Геол. и геофиз.*, 1979, № 1, с. 9—19.
- Зайцев Ю. А. Об историко-геологическом содержании «переходного» этапа на примере Казахстана и Средней Азии.— *Геотектоника*, 1972, № 5, с. 99—114.
- Зайцев Ю. А. О варисийских многоэпизодных складчатых поясах и их соотношении с орогенными впадинами каледонид Центрального Казахстана.— *Геотектоника*, 1975, № 6, с. 128—136.
- Зайцев Ю. А. О роли остаточных массивов в консолидации земной коры.— *Вестн. МГУ. Геология*, 1978, № 2, с. 43—50.
- Захаров С. А. Постгеосинклинальное (термальное) развитие подвижных поясов.— В кн.: *Тектоника*. М.: Наука, 1972, с. 85—89.
- Зоненшайн Л. П. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника».— *Геотектоника*, 1971, № 6, с. 3—26.
- Келлер Б. М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия, М.: изд. ВИНТИ, 1973. 120 с.
- Кшициер А. Л. Офиолиты и проблема ортогеосинклиналей.— В кн.: *Тектоническое развитие земной коры и разломы*. М.: Наука, 1979, с. 171—182.
- Косыгин Ю. А. Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии.— *Геол. и геофиз.*, 1961, № 1, с. 16—26.
- Кулындышев В. А., Соловьев В. А. Проблемы систематизации понятий и упорядочение терминологии тектоники континентов и океанов.— В кн.: *Структура континентов и океанов*. М.: Недра, 1979, с. 413—431.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1973. 530 с.
- Леонов Ю. Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез.— *Геотектоника*, 1972, № 2, с. 3—14.
- Леонов Ю. Г. Эпохи орогенеза и вопрос о тектонических циклах.— В кн.: *Проблемы стратиграфии и исторической геологии*. М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 89—103.
- Марков М. С., Пуцаровский Ю. М., Тильман С. М. и др. Тектоника Востока Азии и дальневосточных морей.— *Геотектоника*, 1979, № 1, с. 3—21.
- Маркова Н. Г. Тектоническая природа и тип вулканических поясов.— В кн.: *Вулканизм и тектогенез*. М.: Наука, 1968, с. 37—43.

- Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое.— Геотектоника, 1978, № 6, с. 3—16.
- Мокшанцев К. Б. Роль орогенного этапа в развитии платформ и складчатых областей на примере Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской области.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. Тектоника Сибирской платформы. М.: Наука, 1970, с. 27—40.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975. 318 с.
- Моссаковский А. А. Структурные и вещественные аспекты проблемы становления континентальной коры.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 159—170.
- Муратов М. В. Строение земной коры и главнейшие тектонические структуры материков и океанических впадин.— В кн.: Историческая геология. М.: Недра, 1974, с. 52—70.
- Пейве А. В., Спицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1950, № 4, с. 28—52.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Пушкарёв Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 135 с.
- Семпхатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Смирнов В. И. Очерки металлогении. М.: Гостеолтехиздат, 1963. 164 с.
- Соловьев В. А. Тектоника континентов. Хабаровск: изд. ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1975. 366 с.
- Спизарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л.: Недра, 1973. 240 с.
- Тектоника Евразии/Под ред. А. Л. Яншина. М.: Наука, 1966. 487 с.
- Хаш В. Е. Перспективы и пути создания Международной тектонической карты Мира.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М.: Наука, 1974, с. 171—181.
- Хаш В. Е., Шейнман Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях.— Сов. геология, 1960, № 11, с. 3—44.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
- Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 622 с.
- Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
- Шульдинер В. И. О принципах построения общей геохронологической шкалы раннего докембрия (дорифея).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1978, № 6, с. 61—66.
- Яншин А. Л. Предисловие к монографии Н. П. Хераскова «Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры».— В кн.: Н. П. Херасков. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967, с. 246—249.
- Hall A. Regional geochemical variations in the Caledonian and Variscan granites of Western Europe.— In: Internat. Geol. Congr., 24 th sess. Montreal: 1972, sect. 2, p. 171—180.
- Hunter D. R., Barker F., Millard H. F. The geochemical nature of the Archean Ancient Gneiss Complex and Granodiorite Suite, Swaziland: a preliminary study.— Precambrian Res., 1978, v. 7, N 2, p. 105—127.
- Kröner A. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction.— Precambrian Res., 1977, v. 4, N 2, p. 163—213.
- Piper J. D. A. Palaeomagnetic evidence for a Proterozoic supercontinent.— Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1976, v. A 280, N 1298, p. 469—490.
- Watson J. V. Effects of reworking on high-grade gneiss complexes.— Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1973, v. A 273, N 1235, p. 443—455.

Б. М. ЧИКОВ

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ В СИСТЕМЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

В 1965 г. А. Л. Яншин [1965а] опубликовал статью «Проблема срединных массивов» — выдающийся пример сжатого, но всестороннего подхода к анализу тектонических явлений. Обширен перечень рассмотренных в статье вопросов, принципиальны научные формулировки, конструктивны предложения; статья по праву вошла в золотой фонд геологи-

ческой науки. Она вызвала огромный интерес к проблеме, оказала большое влияние на методiku исследования и развитие представлений о срединных массивах. Своеобразным признанием значения рассмотренной проблемы явилось проведение Всесоюзного совещания по тектонике срединных массивов, организованного Междуведомственным тектоническим комитетом (1974 г., Москва) и получившего широкий общественный резонанс.

За прошедшие годы многими исследователями был собран новый фактический материал, подтверждающий основные выводы А. Л. Яншина. Вместе с тем появились данные и построения, позволяющие развить отдельные его высказывания, продолжить дискуссию по вопросам, требующим уточнения. Идеи, сформулированные в статье «Проблема срединных массивов», продолжают жить, будить мысль и воспитывать новое поколение геологов.

ЕЩЕ ОБ УТОЧНЕНИИ ПОНЯТИЯ «СРЕДИННЫЙ МАССИВ»

Редко бывает, чтобы понятие любого геологического объекта не уточнялось после его введения в научный обиход. Это естественный исторический процесс познания сложных явлений. Очень важное значение при этом имеет вопрос уточнения области применения конкретного понятия, на что совершенно справедливо обратил внимание А. Л. Яншин. По-видимому, решение этого вопроса в значительной степени зависит от общего методологического подхода к исследованию. Не определив подхода и тем самым не ограничив область исследования, мы не сможем исключить неоднозначность получаемых результатов. Прежде всего это касается историко-геологической основы, на которой обычно проводится определение: «Срединный массив — понятие не только структурное, но также историко-геологическое, точнее — палеотектоническое» [Яншин, 1965а, с. 23].

Все тектонические элементы, с которыми мы оперируем, — это обобщенные модели природных (естественных) объектов. В свою очередь, эти объекты являются результатом длительной эволюции геологического пространства, начиная со времени существования некоторого основания, подстилающего изучаемые формационные комплексы, через преобразование этих комплексов и основания в течение последующих геологических эпох до наблюдаемого состояния. Определение тектонического элемента будет очень неполным, если оно строится только с учетом комплексов основания вмещающей этот элемент системы, например основания складчатой области. Искаженным по смыслу будет и определение, в основе которого лежит представление об одной из стадий эволюции первичных тектонических комплексов — оно будет отражать несуществующую (палеотектоническую) ситуацию в системе элементов и их отношениях. Вместе с тем, включив в определение все характерные черты наблюдаемой структуры и все стадии ее формирования, мы не только получим чрезвычайно громоздкую конструкцию, но и не освободимся от ее многозначности, обусловленной одновременным использованием историко-геологических и структурных признаков.

По-видимому, необходимо заранее определить исходную систему, в рамках которой изучаемая тектоническая категория будет иметь «права гражданства». Представляется также, что в основе определения должно лежать наблюдаемое состояние объекта и, следовательно, необходимо строго отличать историко-геологические этапы формирования тектонических элементов от конечного состояния, т. е. наблюдаемого феномена. Определение (при соблюдении логического требования согласования с реальностью) должно охватывать все известное множество однотипных элемен-

тов, а общие признаки модели должны находить отражение в каждом конкретном случае (требования полноты и инвариантности).

Попытки определить положение срединных массивов в более общей системе известны во многих работах. Это «особые поднятия в пределах геосинклинальных областей» [Хаин, 1954] или «внутригеосинклинальные участки земной коры» [Славин, 1958], «остатки структур более древних циклов внутри складчатого сооружения» [Хаин, Шейнманн, 1960] или «участки земной коры, являющиеся остатками той структурной поверхности, на которой заложилась геосинклинальные прогибы данной геосинклинальной области» [Яншин, 1965а]. Е. Бончев [1974], параллелизуя срединные массивы и фундаменты древних платформ, обособляет эти структуры в системе докембрийской литосферы в качестве ее фрагментов. Таким образом, в качестве исходных предлагаются разнообразные системы от земной коры в целом до некоторой структурной поверхности, от докембрийской литосферы до геосинклинали. По опыту выделения и сравнительного анализа тектоники срединных массивов, а также с учетом ранее сделанных попыток такими системами являются складчатые области или пояса областей разновозрастной складчатости. В них массивы выделяются по наблюдаемым признакам и соотношениям с одноранговыми элементами, образующими латеральный ряд [Чиков, 1977]. Иными словами — нет срединных массивов вне складчатого сооружения.

Известно, что срединные массивы отличаются от других структур складчатой области прежде всего наличием двух структурных этажей — фундамента и чехла, что сближает понятия массивов и платформ. С. Бубнов [1935], выделяя глыбы I и II порядка с их нижним ярусом глубинной структуры (Tiefbau) и ярусом верхней структуры (Oberbau), по-видимому, одним из первых обратил внимание на возможность такого отождествления, так как глыбы I порядка вместе со стабильными шельфами олицетворяют платформы, а меньшие по размерам и более подвижные глыбы II порядка являются ничем иным, как остаточными срединными массивами. А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский и их соавторы [1937] называли подобные массивы участками древних платформенных сооружений, сохранившимися между геосинклинальными прогибами. В дальнейшем сближение понятий платформа и срединный массив наметилось и через тип формаций чехлов, относимых многими исследователями к платформерному классу [Хаин, 1954, 1973; Яншин, 1965а]. Представляется, что тезис о двухъярусном строении срединных массивов является главным при сравнении их с одноранговыми структурными элементами, но в контексте со складчатой областью, а не платформой. Этот признак уверенно отличает срединные массивы от других элементов системы структур складчатой области. Дальнейшая детализация характеристик позволит выделить разновидности, обособленные в рамках выбранной системы или свойственные разнотипным системам одного класса.

С учетом сказанного можно предложить следующее общее определение. *Срединные массивы (СМ) — это типовые морфологические элементы латерального ряда структур складчатой области или складчатого пояса, обладающие двухэтажным строением, не свойственным другим элементам этого ряда. Нижний (складчатый фундамент) и верхний (нескладчатый или слабдеформированный чехол) этажи по структурным признакам противопоставляются друг другу; от разновозрастных комплексов прилегающих тектонических зон они отличаются меньшей степенью деформаций, проницаемости и метаморфизма.*

В определении отсутствуют указания на ряд моментов, традиционно считающихся необходимыми: генезис и особенности развития, тип отложений чехла, магматические образования, геофизические характеристики и т. п. Представляется, что перечисленное имеет значение не для определе-

ния общего класса структурных элементов складчатой области, а лишь для выявления подклассов и разновидностей таких массивов.

Может показаться, что предложенное определение не позволяет различать СМ и наложенные впадины. Действительно, формационные комплексы, выполняющие наложенную впадину, чехлом перекрывают складчатое основание и противопоставляются ему по структурным признакам. Но комплексы выполнения и основания впадин по степени преобразования и типу деформаций в общем случае не имеют принципиальных отличий от одновозрастных отложений обрамления. И, что более важно, являясь по определению наложенными (инородными), такие впадины не входят в систему структур складчатой области. Поэтому при анализе строения собственно складчатой области мы должны отвлекаться от перекрывающих комплексов наложенных впадин подобно тому, как мы пренебрегаем чехлом платформы при анализе строения ее фундамента.

Обратим внимание на то, что в нашем определении отсутствует указание на связь СМ с геосинклиналями, так же как и на возможность параллелизации их с платформами, не определены и отношения к основанию складчатой области. Представляется, что эти моменты, играющие важную роль в определениях, уже ставших классическими, не столь существенны. Но эти вопросы требуют специального анализа (см. ниже).

СКЛАДЧАТОСТЬ И ОСНОВНЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Обычно складчатые пояса Земли рассматриваются в качестве регионов с геосинклинальной предьсторией и противопоставляются областям платформенного развития, а их вещественное выполнение представляется рядами формаций различных этапов существования геосинклиналей [Муратов, 1967; Богданов и др., 1972]. Часто их так и называют: «геосинклинальные складчатые пояса». Но исследование различных складчатых сооружений показывает, что наряду с геосинклинальными формациями в них широко представлены и отложения платформенного типа. Они наблюдаются в основании главного геосинклинального комплекса (по Н. П. Хераскову [1948]) крупных регионов Альпийского пояса (верхний докембрий — палеозой), а также мезозойд Северо-Востока СССР (верхний докембрий — средний палеозой), слагают средние (Юрские горы) или верхние (фамен — намюр палеозойд Центрального Казахстана) части разрезов и нередко представляют главную часть вещественного выполнения складчатой области (верхний докембрий Медного пояса Замбии или верхний докембрий — палеозой Центрального Китая).

Отмеченные и многие другие факты наводят на мысль о том, что в структуре складчатых поясов Земли недооценивается участие областей, главные формационные комплексы которых представлены отложениями платформенного типа. По-видимому, в этом заключается одна из причин часто встречающихся указаний на специфичность той или иной «геосинклинальной» зоны, появление особых терминов с приставками «пара», «квази» и т. п. Очевидно, более четкое разделение областей эпигеосинклинальной и эпиплатформенной складчатости позволит полнее рассматривать проблему строения и развития складчатых сооружений.

Основа современных представлений о тектонике эпигеосинклинальных складчатых областей заложена в работах А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, которые показали, что геосинклинальные области состоят из чередующихся геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий и что позднее в результате складчатости они превращаются в складчатые области [Архангельский и др., 1937; и др.]. Отвечая на критику В. А. Обручева по поводу несовершенства изображения геосинклиналей

на первой тектонической карте СССР (1933 г.), А. Д. Архангельский [1939, с. 39] писал: «Что касается геосинклиналей, то для меня не ясно, о каких геосинклиналях говорит В. А. Обручев. Если о геосинклиналях минувших эпох, то на тектонических картах их вообще показать нельзя, так как они частью исчезли, превратившись в складчатые сооружения, частью перекрылись геосинклиналями более молодыми. Это задача палеогеографических карт». Н. С. Шатский [1946] также проводил четкое разделение понятий геосинклинальная и складчатая область, полагая последнюю результатом складчатого преобразования отложений геосинклинали, а собственно геосинклиналь (геосинклинальную область) рассматривал лишь в рамках определенного геологического периода.

Позднее М. В. Муратов [1967] придал вопросу разделения геосинклинальных и эпигеосинклинальных структур законченный вид противопоставления и соответствующей соподчиненности: геосинклинальный пояс — складчатый пояс, геосинклинальная область — складчатая область, геосинклинальная система — складчатая система.

Как правило, в составе эпигеосинклинальных складчатых областей выделяются складчатые системы и срединные массивы [Шатский, Богданов, 1957]. В свою очередь складчатые системы разделяются на антиклинории и синклинории, которые вместе со СМ образуют латеральный ряд основных морфологических структурных элементов, выделяемых в процессе тектонического районирования. Представляется, что этот ряд должен быть пополнен зонами интенсивного смятия и катаклаза, связанными как с глубинными разломами, так и с поясами шарьирования [Чиков, 1976].

Тезис о формировании складчатых систем независимо от геосинклинальной предистории появился в начале XX в. Широкое проявление внегеосинклинальной складчатости одним из первых отметил Э. Арган [1935]. Он считал, что под воздействием горизонтального сжатия относительно пластичные массы сминаются в складки, а орогенный цикл накладывается на разнородные структуры. Г. Штилле также указывал, что складкообразование возможно на континентальных поднятиях, но подчеркивал преимущественное развитие складчатости в геосинклиналях. И позднее в большинстве теоретических трудов по тектонике явление внегеосинклинальной складчатости рассматривалось в качестве второстепенного. Более того, отдельные исследователи до последнего времени категорически отрицают возможность образования складчатых систем «не из геосинклинали» [Спикарский, 1975], хотя сейчас участки интенсивного складчатого преобразования платформенных чехлов установлены в пределах всех континентов [Карта..., 1972; Тектоника Евразии, 1966].

Отмечая заслуги отечественных исследователей в изучении платформ, А. Л. Яншин, Р. Г. Гарецкий и А. Е. Шлезингер [1974] писали, что сегодня никого не удивляет интенсивная складчатость в области развития платформенных отложений, а взаимосвязь геосинклинального развития и складчатости не может считаться столь обязательной и тесной, как это представлялось раньше, и в некоторых случаях эти процессы протекают независимо друг от друга.

Области эпиплатформенной складчатости отличаются от эпигеосинклинальных по составу и мощности формационных комплексов, а также генезису. Их формационные ряды представлены мелководными морскими и континентальными относительно маломощными отложениями, устойчивыми по составу и мощности на больших площадях, с выдержанной последовательностью напластования и скрытыми несогласиями между разобщенными по времени накопления частями разрезов. Наблюдаются и некоторые особенности морфологии структурных элементов, обусловленные жесткостью консолидированного основания — складки гребневидного, сундучного и других типов. Но это не препятствует выделению в об-

ластях эпплатформенной складчатости латерального ряда тектонических элементов, подобных типовым элементам структуры эпигеосинклинальных складчатых областей [Чиков, 1978].

Таким образом, основные черты строения складчатых поясов определяются совокупностью складчатых сооружений, расположенных между областями платформенного строения. По типу формационного выполнения в их составе выделяются эпигеосинклинальные и эпплатформенные области. Они образуются вследствие наложения процесса складчатости на бассейны геосинклинального и платформенного осадконакопления (и их основание). Но внутри складчатых областей отдельные участки подвергаются преобразованию в меньшей степени. Такие слабдеформированные блоки, разделенные участками линейной складчатости, обладают характерными структурными признаками СМ. Процесс складчатости является главным условием формирования таких массивов; их не следует выделять на предшествующих стадиях. Примеры СМ областей эпигеосинклинальной складчатости широко известны, а для эпплатформенных складчатых областей ими могут служить Сычуаньский и Колорадский СМ. Первый из них — это остаточный блок активизированной Сипийской палеоплатформы, а второй — отчленившийся блок Северо-Американской платформы.

СРЕДНИЕ МАССИВЫ В ОБЛАСТЯХ РАЗНОВОЗРАСТНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Возможность выделения СМ в областях складчатости древнее мезозойской еще недавно оценивалась по-разному. Справедливо указывая, что типичные СМ характерны именно для мезозойско-кайнозойских складчатых сооружений, А. Л. Яншин [1965а, с. 35] писал: «Не исключена возможность их существования в палеозое и даже раньше, но это требует специальных доказательств». И в большинстве публикаций, посвященных проблеме СМ, рассматриваются такие массивы в областях относительно молодой складчатости. По-видимому, это связано с большими методическими трудностями выделения СМ в древних сооружениях, обусловленными длительностью существования и, как следствие, большим структурным преобразованием этих сооружений в ходе послескладчатой эволюции по сравнению с их молодыми аналогами.

Н. С. Шатский [1946], анализируя структуры фундамента Восточно-Европейской платформы, обратил внимание на относительное сходство условий формирования докембрийских и послерифейских складчатых сооружений. Позднее этот тезис подтвердил Ю. М. Шейнман [1959, с. 42]: «В пределах древних платформ хорошо выделяются области складчатости, ничем существенным не отличающиеся от существующих в наши дни складчатых поясов». На принципиальное сходство геологических явлений в докембрии и фанерозое неоднократно указывали К. О. Кратц и др. [1974], В. А. Сидоренко [1976] и другие исследователи. Вместе с тем общеизвестны и значительные различия строения докембрийских и фанерозойских складчатых сооружений, обусловленные направленностью и необратимостью развития земной коры. Правда, эти различия подчас не менее существенны и для областей разновозрастной складчатости, удаленных друг от друга и формировавшихся в разных тектонических условиях. Вопрос заключается в определении черт сходства и различия, позволяющих искать общие подходы к анализу структуры разновозрастных складчатых сооружений.

Широко используемый при мелкомасштабном тектоническом районировании принцип возраста главной (завершающей) складчатости гласит: районирование территории производится «по возрасту той складчатости, после которой соответствующие участки земной коры утрачивают свой-

ства геосинклинали и приобретают свойства плит» [Архангельский, Шатский, 1933, с. 324]. В процессе его практического применения использовались различные критерии, в том числе обращалось внимание на возраст последних интенсивных движений геосинклинального типа, на время появления «нижней молассы», орогенный гранитоидный магматизм и т. п. Возглавляя работы по составлению «Тектонической карты Евразии», А. Л. Яншин [1965б] отмечал, что, несмотря на трудности при реализации принципа главной складчатости, он продолжает оставаться наиболее рациональным для районирования крупных территорий. Универсальная возможность использования этого принципа при выделении складчатых сооружений от глубокого докембрия до кайнозоя позволяет предполагать значительные аналогии в структуре выделяемых областей разновозрастной складчатости. И на указанной карте однотипные структурные элементы (структурные этажи, антиклинории, синклинории и пр.) выделены как в докембрийских, так и в фанерозойских областях складчатости.

Опираясь на понятия прото- и дейтероорогенеза [Боголепов, 1968], можно сказать, что протоорогенез формирует исходную структуру складчатой области, а дейтероорогенез осложняет ее. И чем древнее область, тем больше вероятность осложнения ее структуры за счет гранитизации, регионального метаморфизма и повторной складчатости. Если эти преобразования не достигают уровня, присущего, например, Становой области или Забайкалью, где последующие процессы коренным образом изменили исходную структуру, выделение типовых элементов не составляет больших трудностей. Но при этом приходится вводить поправки с учетом степени сохранности тектонических элементов с момента их образования, учитывать положение наложенных геологических формаций или полей гранитизации. Не следует ожидать полной структурной аналогии между СМ докембрийских и фанерозойских складчатых областей, разделенных большим интервалом геологического времени. Но сохраняется их принципиальное сходство, выраженное двухэтажным строением и блоковым характером деформаций чехлов. Поэтому выделение СМ в областях разновозрастной складчатости должно проводиться с учетом не абсолютных характеристик типов отложений, их мощностей и складчатости, а главным образом по отношению к окружающим одноранговым элементам.

Опыты выделения и сравнительного анализа тектоники СМ в складчатых сооружениях глубокого докембрия представляют особый интерес в связи с широким распространением древнейших комплексов на поверхности Земли и высокой степенью преобразования их первичной структуры. Э. Ог первым высказал предположение, что в результате архейских орогенических движений возникли «гуронские массивы» и разделяющие складчатые зоны, образовавшиеся в «послегуронское время» [Haug, 1909—1911]. К вопросу о структурной неоднородности складчатых областей докембрия обращались Г. Штилле, С. Бубнов, А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский и другие исследователи. В начале 60-х годов на возможность выделения в структуре глубокого докембрия жестких, стабильных или устойчивых массивов, часть которых ныне стали называть срединными, указывали Е. В. Павловский, Н. А. Штрейс, В. Е. Хаин и др. Позднее этому вопросу были посвящены специальные работы [Муратов, 1970, 1973; Башарин и др., 1973; Структура..., 1974; Kröner u. a., 1973; и др.]. К настоящему моменту установлены предпосылки и возможности выделения СМ в структуре древнейших складчатых сооружений практически всех континентов, намечены пути сравнительного анализа их тектоники с целью установления общих закономерностей строения и развития как массивов, так и вмещающих областей*.

* Общая библиография и история вопроса приводится в специальной работе автора [Чиков, 1978].

Древнейшие комплексы континентов (древнее 3,0 млрд. лет) испытывали неоднократно воздействие более поздних тектонических процессов. Поэтому их исходная структура может сохраниться лишь в остаточных блоках, обнаружить которые, по-видимому, легче всего в районах развития древнейших недеформированных чехлов архейского возраста. Такие блоки установлены в структуре фундамента южной части Африканской платформы (Трансваальский, Родезийский и другие массивы). Пример Трансваальского массива показывает, что его размеры и форма обусловлены суммарным воздействием нескольких следовавших друг за другом деформаций, разрушивших и переработавших краевые части более крупного палеомассива. Остаточную природу можно предполагать и для Родезийского массива.

Среднедокембрийские структурно-формационные комплексы широко распространены в основании всех древних платформ, в одних случаях слагают обширные площади (Балтийский, Северо-Австралийский и Западно-Африканский щиты), а в других — образуя разветвленную сеть узких прогибов, разделяющих блоки более древних пород (Канадский щит). По сравнению с архейскими эти комплексы обычно менее метаморфизованы, более дифференцированы по составу и мощности, а особенности их строения и пространственного размещения на гранитизированном доколе позволяют уверенно выделять разнотипные складчатые системы и жесткие блоки типа СМ с нижнедокембрийским фундаментом и среднедокембрийским чехлом. Такие массивы установлены в фундаментах всех древних платформ, в пределах которых занимают до 50% общей площади.

Сопоставление структуры Балтийского, Канадского и Северо-Австралийского щитов показало, что степень достоверности выделения в их пределах СМ неодинакова. В областях распространения пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и высоких ступеней зеленосланцевой фаций, она значительно ниже, чем в областях с отложениями, метаморфизованными до зеленосланцевой фации включительно.

Складчатые системы, разделяющие СМ, обычно имеют приразломную природу, часто наследуют положение ранее существовавших узких прогибов и являются зонами повышенной проницаемости для разнообразных магматических пород. Представляется, что формирование массивов происходило в процессе разрушения и переработки более крупных кратонных областей раннего докембрия.

Структурный план верхнего докембрия определяется существованием крупных платформ и складчатых поясов, почти полностью наследующихся поясами фанерозоя [Карта..., 1972]. Как правило, складчатые пояса верхнего докембрия резко несогласно накладываются на более древний структурный план. В их пределах формационные типы отложений уже четко диагностируются в связи с меньшей степенью регионального метаморфизма. Поэтому с меньшими погрешностями удается выделить области эпигеосинклинальной и эпиплатформенной складчатости, включающие относительно «жесткие» угловатые блоки СМ и «обтекающие» их складчатые системы. Геосинклинальные структурно-формационные комплексы позднедокембрийского возраста обычно представляют собой выступы основания складчатых поясов фанерозоя. Значительно шире на поверхности распространены отложения эпиплатформенных складчато-глыбовых областей. Например, в пределах Африки их вещественная характеристика определяется рядами терригенных и терригенно-карбонатных формаций с относительно слабым метаморфизмом. Состав и последовательность напластования отложений сохраняются на больших площадях далеко за пределами складчатых зон в чехлах прилежащих платформенных блоков. Этим складчатым областям свойственна крайняя неравномерность дислоцированности отложений. Наряду с гребневидными и сундучными, иногда брахиформными, широко распространены линейные складки полного типа

(до изоклинальных), а также блоки с недеформированными или слабо складчатыми отложениями (массивы Бангвеулу и Квасемпа складчатоглыбовой области Катанги, массив Юкункуп в складчатом поясе Фалеме-Рокелл и т. п. [Елизарьев и др., 1976]).

Нет необходимости в рамках данной статьи останавливаться на предпосылках выделения и особенностях тектоники СМ в складчатых сооружениях фанерозоя — этому вопросу посвящено множество публикаций [Спинцын, 1955; Пуцаровский, 1956; Тектоника..., 1976; Яншин, 1965а; и др.]. А сами массивы давно известны и охарактеризованы в палеозоидах Евразии (Центральный Казахстан, Тянь-Шань, Алтае-Саянская область, Западная Европа), в мезозойско-кайнозойских сооружениях Тихоокеанского и Альпийского складчатых поясов. Поэтому, опираясь на широко известные в литературе сведения, рассмотрим некоторые общие вопросы строения и развития СМ в областях разновозрастной складчатости.

ФУНДАМЕНТЫ СРЕДНИХ МАССИВОВ И ВЫСТУПЫ ДРЕВНЕГО ОСНОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Очень часто СМ выделяются в складчатой области по выступам на поверхности древнего (дорифейского) кристаллического основания. При этом иногда наблюдается прямое отождествление этих выступов со СМ. Такая тенденция, по-видимому, появилась в связи с тем, что в известных определениях также наблюдаются элементы подобной параллелизации. Например, по определению В. А. Николаева [1953], СМ сложены геосинклинальными структурно-фациальными комплексами предшествующих периодов развития; в более поздних высказываниях эти массивы представляются как «остатки структур более древних циклов» [Ханн, Шейнманн, 1960] или «остатки дорифейской платформы» [Гильман и др., 1969]. Но сейчас известно, что подобные «остатки» характеризуют главным образом фундаменты СМ. Причем обычно на поверхности они обнажаются лишь частично, а в общем плане складчатой области не охватывают всех разновидностей выступов ее основания. Но прежде чем говорить об этих разновидностях, очень кратко рассмотрим общие сведения о строении фундаментов СМ как таковых.

Наиболее полно об этом можно судить лишь по массивам складчатых сооружений докембрия в пределах щитов древних платформ. Их фундаменты представлены двумя характерными группами структурно-формационных комплексов раннедокембрийского возраста. Наиболее широко распространены интенсивно гранитизированные гнейсы, гранито-гнейсы, гранулиты и кристаллические сланцы, но эти породы в виде реликтовых «островов» встречаются среди «моря гранитов», слагающих основу структурных овалов и куполов Трансваальского, Родезийского и многих других массивов. В целом можно говорить о гнейсо-гранитных комплексах, образующих почти повсеместно установленный нижний ярус (подэтаж или цоколь) СМ, но они также широко распространены и в других структурных зонах основания древних платформ, поэтому характерны не только для СМ. Предполагается, что в складчатых системах гнейсо-гранитные комплексы основания всегда подвергаются большей переработке, чем в массивах.

Верхний структурный ярус фундаментов СМ докембрийских сооружений слагают мощные (10—15 км) толщи метаосадочных и метавулканических образований (преимущественно зеленосланцевая фация метаморфизма). На поверхности гранитизированного цоколя они образуют многочисленные относительно небольшие тела причудливой конфигурации с очень сложной внутренней структурой и наиболее полно представлены в массивах Южной Африки (системы Свазиленд, Себаква, Булавайо и др.) и Канады (надгруппы Киватин, Йеллоунайф и их возрастные аналоги).

Установлено, что в разрезах зеленосланцевых комплексов преобладают эффузивы основного и среднего состава и осадочные породы, составляющие от 30 до 50% общей мощности. Нередко наблюдается повторяемость в разрезе существенно эффузивных и терригенных серий. С полями развития измененных лав основного состава тесно ассоциируют дайки, силлы и относительно крупные плутоны изверженных пород основного и ультраосновного состава.

В фундаментах СМ складчатых областей фанерозоя в большинстве случаев также установлены гнейсовые и зеленосланцевые структурно-формационные комплексы докембрийского возраста. Наряду с массивами, структурная связь которых с древними платформами не вызывает сомнения (Сычуань, Ордос, Колорадо, Охотский), гнейсовые и зеленосланцевые комплексы установлены и в фундаментах массивов внутренних зон складчатых поясов (Омолонский, Чукотско-Сьюардский, Памиро-Бадахшанский и др.). К фундаменту Целиноградского массива относятся гнейсовый, зеленосланцевый и кварцито-сланцевый структурно-формационные комплексы Кокчетавского выступа, представляющего собой переработанный фрагмент докаледонского основания, а также главный геосинклинальный комплекс каледонид (вулканогенно-осадочные отложения венда — нижнего палеозоя). По-видимому, к СМ с гетерохронным фундаментом следует относить и такие структуры, как Индосинийский, Колымский, а также Чу-Сарысуйский и ряд других массивов в основании Туранской и Западно-Сибирской плит.

В составе основания СМ очень велика роль гранитоидных пород. Докембрийские образования фундаментов, особенно в массивах древних складчатых областей, подвергнуты интенсивной гранитизации, в результате чего доколь бывает почти нацело представлен гранитоидами. В областях палеозойской, мезозойской и альпийской складчатости роль гранитизации не столь заметна, но и здесь гранитоидные плутоны занимают до 30—50% и более поверхности выходов фундаментов массивов (Памиро-Бадахшанский, Охотский и др.).

Метаморфические комплексы архейско-протерозойского возраста выходят на дневную поверхность практически во всех складчатых областях рифея и фанерозоя, а иногда и в областях современных геосинклиналей. Эти выступы обычно представлены разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами, отличаются друг от друга конфигурацией и размерами, занимают неодинаковое положение в структуре складчатых сооружений. Соотношения выступов древнего основания и СМ удобно рассмотреть на примере структурного обособления древнейших комплексов палеозойд Урала и Казахстана, мезозойско-кайнозойских сооружений Юга и Востока СССР. Большой материал для сравнительного анализа имеется по Альпийскому поясу, где в отношении структурной позиции выступов докембрия до сих пор высказываются самые противоречивые мнения: они рассматриваются в качестве аллохтонных структур [Шейве, 1969; Белов и др., 1974], прямо отождествляются со срединными массивами [Перфильев, Моралев, 1971] или относятся к разнотипным структурным элементам [Чиков, 1978].

Неопределенность критериев расчленения и возрастной корреляции «немых» толщ, влияние наложенного метаморфизма, ограниченность структурной информации — все это усложняет правильность оценки тектонической позиции древних гнейсов. Геологическое картирование и структурный анализ выступов докембрия и их обрамления позволяют выявить неодинаковую степень переработки этих комплексов фанерозойским тектогенезом, выделить в разной степени ассимилированные структуры и относительно устойчивые блоки.

Наибольшая степень ассимиляции наблюдается в зонах интенсивной складчатости — имеются в виду выступы глубокого докембрия в ядрах

линейных антиклинориев складчатых систем типа Урала, Тянь-Шаня, частично Малой Азии, а также Тихоокеанского пояса. Исходная структура гнейсовых комплексов здесь сохраняется в реликтовой форме или полностью утрачивается в результате воздействия орогенеза, молодого метаморфизма и гранитизации.

По-видимому, повышенная теплопроводность кристаллических образований способствует прогрессивному зональному метаморфизму в окружающих палеозойских и даже мезозойских отложениях (например, юрская кристаллизация Мендерес в Анатолии [Brinkmann, 1971]). В гнейсах повторный метаморфизм проявляется в регрессивных формах, поэтому вблизи выступов часто наблюдаются ложно-постепенные переходы между зонами метаморфизма разных уровней, что, в свою очередь, приводит к поспешным выводам о молодом возрасте гнейсовых комплексов (Памир, Камчатка и др.) .

Характерные примеры структурного положения древних гнейсовых комплексов в ядрах антиклинориев Урала описаны Г. А. Кейльманом [1974]. Здесь выступы гнейсов раннедокембрийского возраста подчинены общему линейному плану структуры Сысертско-Ильменогорского, Уфалейского и других антиклинориев, органично «вписываются» в систему напряженных складок рифейско-кембрийского и ордовик-каменноугольного структурных этажей. Эти выступы имеют овально-куполовидную форму обособления (следствия диапиризма) с гранитоидами во внутренних частях. В них интенсивно проявлен реоморфизм и анатексис. Первичные текстурные признаки затусhevаны или уничтожены наложенными процессами. Широко проявлены различные вторичные элементы структуры — кристаллизационная сланцеватость, ориентировка шарниров складок течения, различного типа линейность и пр. Гнейсово-мигматитовые ядра обрамлены оторочками зеленых сланцев, которым свойственны четкая зональность и высокий градиент метаморфизма, концентрическое расположение изоград и подчиненность простираения структурных элементов контурам гнейсового ядра и всего антиклинория. Г. А. Кейльман совершенно справедливо противопоставляет эти ассимилированные антиклинорные выступы Тараташскому массиву, рассматривая последний в качестве части более стабильной глыбы.

Близкая степень переработки исходной структуры докембрийских комплексов, судя по литературным данным, наблюдается в антиклинориях Аппалачей [Кинг, 1972], Пиренеев [Zwart, 1959], Северной Анатолии [Brinkmann, 1971] и других складчатых областей. Часто гнейсовые комплексы ядерных зон антиклинориев имеют вид линейно-блоковых выступов, ограниченных разломами.

Другую структурную разновидность выступов глубокого докембрия представляют выходы на поверхность комплексов основания СМ. Как правило, это обнаженные участки более крупных жестких масс, относительная обособленность которых проявляется в структуре самой складчатой области конфигурацией складчатых систем; это свойство подмечено давно и служит одним из критериев выделения СМ. И в этих массивах первичная структура сланцево-гнейсовых комплексов фундаментов испытала воздействие позднейших тектонических процессов, но в меньшей степени. Оно выражается расчлененностью по сети разломов, появлением blastomylonitов, насыщением молодыми гранитоидными плутонами. Но складчатая мигматизация обычно проявлена слабо, а на границе с перекрывающими комплексами чехла фиксируется резкий скачок метаморфизма. Сказанное не относится к СМ, фундамент которых гетерохронен и сложен складчатыми комплексами каледонид с ассимилированными ядрами докембрия в антиклинорных структурах (Индосинийский, Целиноградский массивы).

Иногда в складчатых областях встречаются сложно построенные выступы их древнего основания — в них обособляются как СМ, так и обрамляющие складчатые системы. Такие выступы следует именовать полиморфными. Характерный пример известен в западных районах Чехословакии, где гнейсы и кристаллические сланцы молданубикума не только входят в состав фундамента Богемского массива, перекрываемого чехлом альгонка, но и обнажаются также в обрамляющем антиклинории, где «доспилитовая» и «спилитовая ступени» верхнего докембрия образуют структуру линейно-складчатого антиклинория с молданубикумом в ядре.

Особую структурную категорию составляют докембрийские комплексы, обособляющиеся среди более молодых отложений в виде узких бескорневых пластин. Они часто встречаются в структуре Карпат (группа Татра), Гималаев (гнейсы Дарджилинг, Барун, Такцанг), а также в Альпах.

Сопоставляя выступы докембрийского основания в различных складчатых сооружениях, можно сгруппировать их следующим образом.

I. Автохтонные структуры или выступы основания складчатых сооружений. Среди них к фундаментам СМ относятся две разновидности: 1) выступы (часто блоковые) кристаллического цоколя и 2) ядра антиклинорий структур в системе гетерохронного фундамента. Другую крупную разновидность автохтонных выступов составляют антиклинорийные ядра складчатых систем, в том числе и мигматитовые овалы.

II. Аллохтонные бескорневые структуры, включающие останцы покровов и приразломные клинья (клипены).

III. Полиморфные обособления.

По-видимому, выделенные разновидности выступов древних образований не представляют всего множества структурного обособления, и между ними существуют переходные разности. Но древние выступы лишь в частном случае имеют отношение к СМ. В каждом конкретном регионе этот вопрос требует самостоятельного решения. И одним из первых на это обратил внимание А. Л. Яншин [1965а, с. 23], выделив «блоковые антиклинории, неправильно называемые срединными массивами».

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ЧЕХЛОВ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

В общем случае чехол СМ — это в разной степени деформированный и прерывисто распространенный по площади массива покров, со структурным несогласием залегающий на неровной поверхности складчатого фундамента. Вертикальная мощность чехла резко изменчива. Она колеблется от десятков метров до 3—8 км и обычно значительно меньше общей стратиграфической мощности входящих в состав чехла отложений.

Структура его в плане определяется чередованием обширных участков (блоков) с субгоризонтальным и слабонарушенным залеганием слоев (наклон до $10-20^\circ$) и узких зон приразломных, часто интенсивных дислокаций, флексур и крутых моноклиналей. Типичны брахиформные, штамповые и гребневидные складки, неупорядоченно рассредоточенные по площади СМ. Блоковый характер деформаций чехла резко отличает массивы от линейно-складчатых антиклинорий и синклинорий. Дислоцированность чехлов увеличивается обычно от центра массивов к периферии. Степень ее зависит от размеров СМ, расчлененности их разломами, а также от напряженности складчатости вмещающей области в целом. Поэтому структура чехла СМ в различных областях может существенно отличаться по интенсивности деформаций, но она всегда оказывается менее напряженной и иной по стилю, чем в прилежащих складчатых системах.

Представляется, что состав и строение чехлов СМ дают наибольшую информацию об условиях формирования самих массивов и характере их

последующей эволюции. В чехлах массивов разновозрастных складчатых областей среди разнообразных по составу и мощности отложений преобладают терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные. При этом наблюдается прямая связь состава отложений с общим типом осадконакопления вмещающей области. Часто в разрезах чехлов СМ присутствуют осадочно-вулканогенные толщи с покровами лав от основного до кислого состава (Таримский, Омолонский, Грузинский и др.). Уже в чехлах массивов складчатых сооружений докембрия наблюдаются в одних случаях ритмично чередующиеся кварцито-сланцевые и существенно эффузивные базальтоидные толщи (Грансваальский массив), в других — алевролитопесчаниковые (Слейв, Бангвеулу), в третьих — преобладают терригенные отложения с эффузивами кислого состава (массивы Кимберли, Арнем и др.). Столь же разнообразны и отложения чехлов СМ фанерозойских складчатых областей.

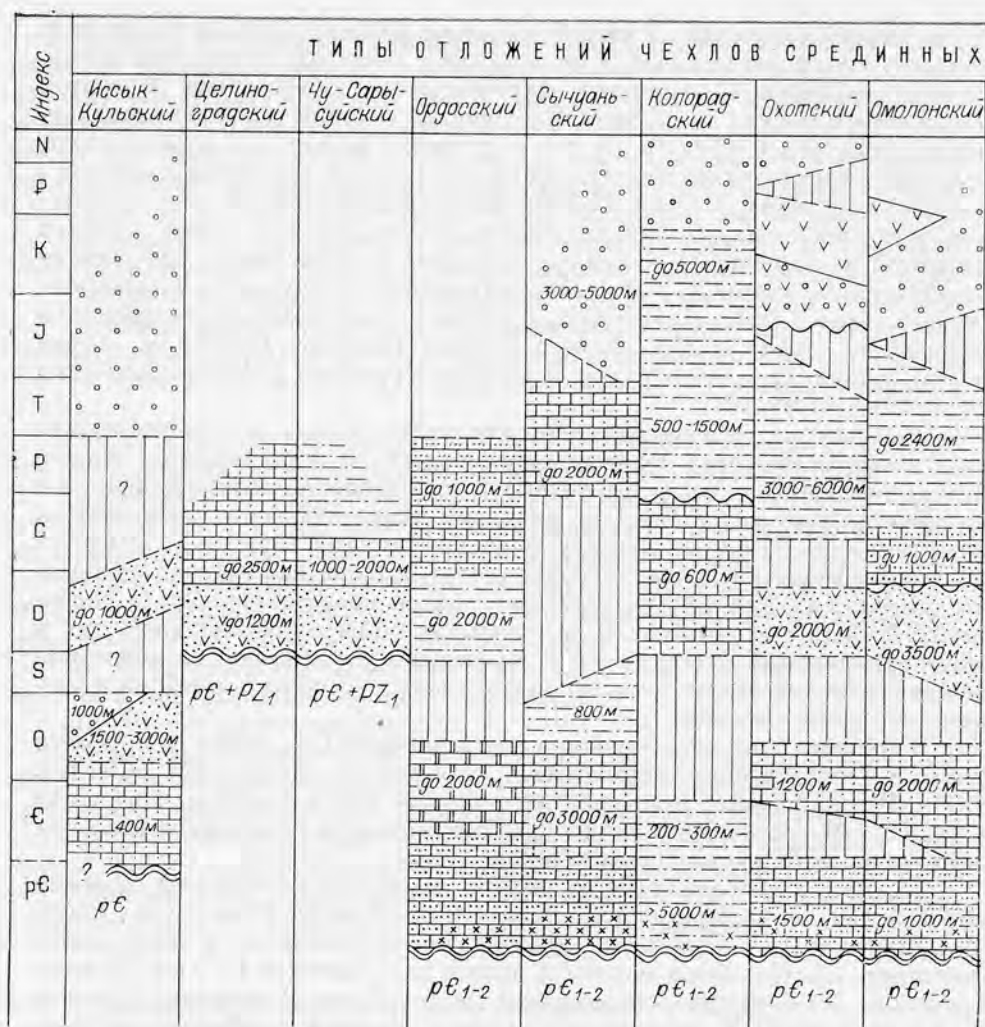
Обращает на себя внимание то, что на различных далеко удаленных друг от друга массивах областей разновозрастной складчатости в основании разрезов чехлов часто наблюдаются верхнедокембрийские кварциты и кварцитовидные песчаники (см. рисунок), чередующиеся с кремнистыми известняками. Вверх по разрезу роль известняков возрастает. Нижний палеозой обычно имеет карбонатный состав, а в среднем широко проявлены осадочно-вулканогенные формации. Такая последовательность характеризует большую группу СМ областей как эпигеосинклинальной, так и эпиплатформенной складчатости и, по-видимому, указывает на некоторые общие тенденции эволюции осадконакопления в позднем докембрии и раннем — среднем палеозое.

В публикациях, посвященных металлогении СМ, часто развивается тезис о геологических формациях, свойственных только СМ [Щеглов, 1971]. Это положение представляется крайне дискуссионным, поскольку в чехлах СМ установлены разнообразные формации платформенного, геосинклинального и орогенного классов.

Типично платформенные формации характеризуют чехлы главным образом СМ эпиплатформенных складчатых областей (Бангвеулу, Сычуань, Ордос и др.). Среди них преобладают карбонатные и терригенные формации, причем общая мощность чехлов колеблется от 1—3 км (Целиноградский, Чу-Сарысуйский массивы) до 5—11 км (Колорадо, Сычуань и др.). В чехлах СМ эпигеосинклинальных областей платформенные формации встречаются лишь в составе нижних структурных ярусов, но этот вопрос требует пояснения.

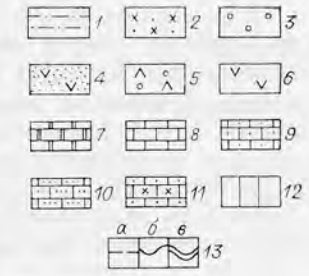
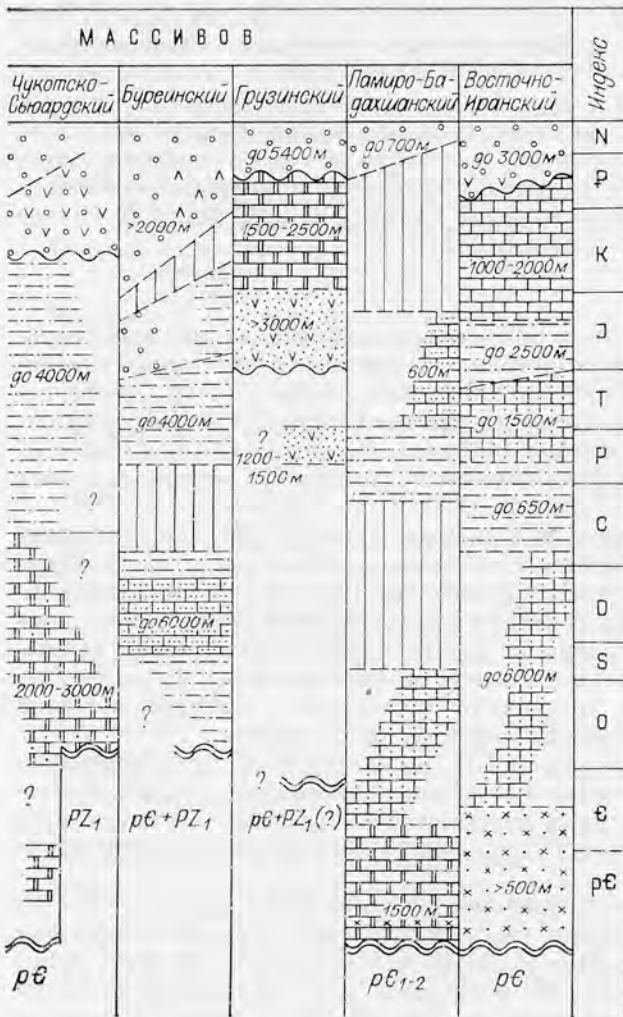
Крайнее разнообразие типов формаций чехлов СМ областей эпигеосинклинальной складчатости обусловлено значительным разнообразием условий формирования геосинклиналей и их предысторией.

Догеосинклинальный ярус чехлов СМ объединяет нескладчатые комплексы основания, на котором закладывалась геосинклиналь. Часто эти отложения характеризуют этап платформенного развития той или иной области, предшествующий геосинклинальному. В случае повторного геосинклинального развития складчатой области отдельные СМ могут унаследованно сохранять свои черты строения, и тогда в качестве «догеосинклинального» выступает комплекс отложений предшествующего геосинклинального этапа, как это свойственно, например, отдельным блокам Индосинийского массива. Догеосинклинальные отложения чехлов широко представлены на территории эпикратонных геосинклиналей — в чехлах СМ большинства областей Тихоокеанского и Альпийского складчатых поясов. Наиболее типичны для догеосинклинальных комплексов этих массивов терригенные (кварцито-сланцевые), карбонатные (известняковые и доломитовые) и терригенно-карбонатные отложения. Возрастной интервал их накопления охватывает поздний докембрий — палеозой (в Альпий-



ском поясе — и ранний мезозой), а общая мощность достигает 3—7 км. Эти формации не являются специфическими для СМ, так как, распространяясь за его пределы, по мощности и составу они аналогичны одновозрастным отложениям складчатой области в целом, а иногда обнаруживают сходство и с отложениями чехлов прилежащих платформ.

Сингеосинклиальный ярус объединяет отложения геосинклиального этапа развития области, включающей СМ. Эти отложения выделяются в чехлах всех известных массивов эпигеосинклиальных областей Тихоокеанского, Альпийского и Центрально-Азиатского складчатых поясов. Парагенезис пород сингеосинклиальных комплексов обусловлены специфической осадконакоплением и вулканизма геосинклиальной области в целом: в чехлах СМ мезозой Верхояно-Чукотской области преобладают терригенные формации, а в кайнозойдах Альпийского пояса — карбонатные, наряду с которыми развиты терригенные и вулканогенные. Важными особенностями сингеосинклиальных отложений являются изменчивость состава по разрезу и площади, обилие горизонтов и пачек грубообломочных и угленосных пород, присутствие субаэральных эффузивов, т. е. все то, что свойственно формациям геоантиклинальных зон. Изменения мощности, состава и характера переслаивания отложений закономерно связаны с положением палеоподнятий и палеопрогибов, существовавших в



Вертикальная последовательность отложений чехлов средних массивов.

Типы отложений: 1 — терригенные; 2 — кварцито-песчанниковые; 3 — грубообломочная моласса; 4 — терригенные с эффузивами; 5 — вулканогенная моласса; 6 — вулканогенные; 7 — карбонатные; 8 — известняковые; 9 — терригенно-карбонатные; 10 — карбонатно-терригенные; 11 — кремнисто-карбонатные; 12 — перерыв в осадконакоплении; 13 — границы: постепенный переход (а), стратиграфическое несогласие (б) и структурное несогласие в основании чехла (в).

районе СМ на геосинклинальном этапе. Наряду с постепенными изменениями отложений при переходе от СМ к обрамлению известны случаи резкого отличия одновозрастных отложений чехлов массивов и прилежащих складчатых систем. Но это также не следует рассмат-

ривать в качестве формационного выражения специфики условий образования СМ — резкие фациальные переходы свойственны осадконакоплению геосинклинальной области.

Эпигеосинклинальные послескладчатые комплексы характеризуют этап геологического развития уже сформировавшегося сооружения. Как правило, они представлены молассовыми формациями, которые выполняют наложенные структуры типа Паннонской, Куринской и других впадин, часто тяготеющих к району обособления СМ. К эпигеосинклинальным комплексам относятся также эффузивные толщи вулканических поясов, формирующихся в зонах крупных расколов земной коры на орогенной стадии развития складчатых областей (Центральный Казахстан, Иран, Восточная Азия и др.). Распределение наложенных впадин и вулканических поясов в общем случае не зависит от положения СМ, а сами эпигеосинклинальные комплексы не входят в состав чехлов этих массивов.

Таким образом, из сопоставления формационных наборов чехлов СМ между собой и из сравнения их с рядами формаций других тектонических элементов складчатых областей следует вывод об отсутствии специфических формаций СМ. Более общим положением является тезис о тесной связи и сходстве разрезов чехлов СМ и прилежащих тектонических зон. Отличия имеют преимущественно структурный характер.

В основании чехлов СМ наблюдается резкое угловое несогласие, указывающее на общую перестройку структуры основания. Как правило, это несогласие является региональным. В то же время до- и сингеосинклинальные комплексы чехлов имеют более постепенные переходы. Отсюда следует, что формирование фундамента и собственно массива разделено периодом геологического времени, в течение которого накапливаются до- и сингеосинклинальные комплексы (в случае эпигеосинклинального складчатого сооружения) и комплексы платформенного чехла (в случае области эпиплатформенной складчатости).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование тектоники СМ неразрывно связано с анализом строения и развития складчатых сооружений. В качестве структурных элементов СМ обособляются в разновозрастных сооружениях от глубокого докембрия до кайнозоя. Продолжительность послескладчатой эволюции определяет отличия разновозрастных массивов. Но общим для них является наблюдаемый тип строения, позволяющий отличать СМ от одноранговых тектонических элементов в системе складчатой области.

Формационные комплексы фундамента и чехлов СМ при сравнении с разновозрастными комплексами прилегающих структурных зон в целом не обнаруживают черт принципиального различия. Напротив, более общим является тезис о тесной их связи и зависимости формационного состава чехлов массивов от характера осадконакопления и вулканизма вмещающей области. Специфические формации не свойственны СМ, но формационные ряды их чехлов определяют своеобразие массивов областей эпигеосинклинальной и эпиплатформенной складчатости.

Главное условие формирования СМ — складчатость, проявляющаяся на месте ранее существовавших бассейнов разнотипного осадконакопления. Избирательный характер складчатости, ее относительно слабое проявление в отдельных участках обуславливает специфические черты двухэтажной структуры СМ.

Формационные комплексы фундамента и нижних ярусов чехлов СМ, меняя свой структурный облик, как правило, распространяются далеко за пределы самих массивов. По-видимому, СМ образуются на месте ранее существовавших более обширных провинций под влиянием позднейшей складчатости. В этом их «остаточность». Отторженность многих СМ от ранее существовавших древних платформ иллюстрирует характерный ряд: 1) массивы, не полностью утратившие структурные связи с платформой (Колорадо, Оранской месеты); 2) остаточные блоки разрушенной платформы (Сычуань, Ордос и др.); 3) краевые платформенные блоки, вовлеченные в геосинклинальное развитие (Охотский); 4) СМ внутренних частей эпигеосинклинальных областей (Омолонский, Грузинский).

СМ образуются на заключительном этапе формирования складчатой области. До этого на их месте существуют другие — палеотектонические категории структурных элементов. В общем случае формированию СМ предшествуют: формирование древнего складчатого основания, накопление перекрывающих отложений (в том числе главного геосинклинального комплекса, определяющего формационную характеристику эпигеосинклинальной области), а также собственно этап завершающей складчатости, в конце которого СМ получает структурное оформление. В последующем массивы эволюционируют в соответствии с общим преобразованием структуры вмещающего складчатого сооружения.

ЛИТЕРАТУРА

- Арган Э. Тектоника Азии. М.: ОНТИ, 1935. 192 с.
Архангельский А. Д. О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1939, № 1, с. 25—40.

- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1933, т. XI, № 4, с. 323—348.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 299 с.
- Башарин А. К., Борукаев Ч. Б., Матвеевская А. Л., Чиков Б. М. Структурные элементы типа срединных массивов в докембрии.— Геол. и геофиз., 1973, № 10, с. 27—36.
- Белов А. А., Кшишнер А. Л., Руженцев С. В. Историко-тектоническая и структурная интерпретация гранито-гнейсовых массивов Альпийской складчатой области.— В кн.: Тектоника срединных массивов. Тезисы докл. М., 1974, с. 28—30.
- Богданов А. А., Зонешайн Л. П., Муратов М. В. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков.— Геотектоника, 1972, № 5, с. 3—21.
- Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геол. и геофиз., 1968, № 8, с. 15—26.
- Бончев Е. Срединни масиви, централни масиви и платформи в Болканския полуостров.— Изв. Геол. инст. БАН. Серия геотект., 1974, № 23, с. 5—35.
- Бубнов С. Геология Европы. Т. II. Внеальпийская Западная Европа. Л.—М.: ОНТИ — НКТП, 1935. 739 с.
- Елизарьев Ю. З., Забродин В. Е., Чиков Б. М. Докембрий Африки и Аравии (структурно-вещественные комплексы).— В кн.: Докембрий континентов. Австралия и Африка. Новосибирск: Наука, 1976, с. 108—213.
- Карта тектоники докембрия континентов. М-6 1:15 000 000. Ред. Ю. А. Косыгин. М.: ГУГК, 1972.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 197 с.
- Кинг Ф. Б. Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972. 268 с.
- Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Дедеев В. А. и др. Основные закономерности развития структур земной коры в раннем докембрии.— В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л.: Наука, 1974, с. 366—370.
- Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1967, № 10, с. 47—62.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, 1970, № 2, с. 15—73.
- Муратов М. В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973, с. 112—143.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1953, № 2, с. 19—36.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Перфильев Ю. С., Моралев В. М. Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области.— Геотектоника, 1971, № 4, с. 31—39.
- Пуцаровский Ю. М. О тектонике Северо-Востока СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1956, т. XXXI (5), с. 13—30.
- Сидоренко А. В. Проблемы геологии докембрия и полезные ископаемые.— Вести. АН СССР, 1976, № 1, с. 113—125.
- Синицын В. М. Основные черты тектоники Китая.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 81—101.
- Славин В. И. Основные черты геологического строения срединных массивов в альпийской геосинклинальной области.— Научн. докл. высшей школы, 1958, № 2, с. 233—242.
- Спикарекий Т. Н. О рецензии В. Е. Ханна на книгу «Обзорные тектонические карты СССР».— Сов. геология, 1975, № 8, с. 152—156.
- Структура фундамента платформенных областей СССР. (Объяснительная записка к Тектонической карте фундамента территории СССР м-ба 1:5 000 000). Л.: Наука, 1974. 400 с.
- Тектоника Евразии. Ред. А. Л. Яншин. М.: Наука, 1966. 487 с.
- Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. 213 с.
- Тектоническая карта Евразии, м-6 1:5 000 000. Ред. А. Л. Яншин. М.: ГУГК, 1966.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР. (Объяснительная записка к Тектонической карте Северо-Востока СССР масштаба 1:2 500 000). Магадан, 1969. 80 с.
- Ханн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку: Азнефтеиздат, 1954. 692 с.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
- Ханн В. Е., Шейнман Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях.— Сов. геология, 1960, № 11, с. 3—44.
- Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1948, № 5, с. 121—134.
- Чиков Б. М. «Геосинклинальная» и «эпигеосинклинальная складчатая» области (апализ понятия).— Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 76—80.

- Чиков Б. М. Структурная и формационная основы тектонического районирования складчатых областей.— Геол. и геофиз., 1977, № 1, с. 16—23.
- Чиков Б. М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1978. 299 с.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1946, № 4, с. 7—21.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 87 с.
- Шейнман Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.— Труды ВНИИ-1, Магадан, 1959, вып. 49. 63 с.
- Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л.: Недра, 1971. 148 с.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965а, т. XI (5), с. 8—39.
- Яншин А. Л. Геотектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965б, № 5, с. 7—35.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е. Роль ученых Академии наук СССР в развитии учения о платформах и некоторые современные его аспекты.— Геотектоника, 1974, № 3, с. 6—26.
- Brinkmann R. von. Das kristalline Grundgebirge von Anatolien.— Geol. Rdsch., 1971, Bd 60, H. 3, S. 886—899.
- Haug E. Traité de géologie. Paris, 1909—1911. 507 p.
- Kröner A. von, Anhaeusser C. R., Vajner V. Neue Ergebnisse zur Evolution der präkambrischen Kruste im Südlichen Afrika.— Geol. Rdsch., 1973, Bd 62, H. 2, S. 281—309.
- Zwart H. L. Metamorphic history of the Central Pyrenees.— Leides Geol., Mededeligen. Deel., 1959, v. 22, p. 419—490.

В. В. ВОЛКОВ

ТЕКТОНИКА И ВУЛКАНИЗМ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПОЯСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

С появлением новых геотектонических концепций, учитывающих большую роль горизонтальных тектонических движений земной коры, оживился интерес и к региональным исследованиям, определяющим практическую проверку теоретических разработок. Как справедливо заметил А. В. Пейве, «физические основы наших знаний о свойствах и поведении горных масс в глубинах земной коры и мантии все еще остаются ненадежными. ...Поэтому мы вынуждены довольствоваться макроскопическим описанием геологической модели тектонического течения масс и делать подходящие для этой модели гипотезы, хорошо объясняющие геологические факты» [1967, с. 9]. Особое значение при этом приобретают различного рода палеорекострукции природных обстановок геологического прошлого, позволяющие судить не только о форме и вещественном выражении геологических объектов, но и об условиях их образования и геодинамике структурообразующих процессов.

В настоящей статье рассматриваются основные черты раннепалеозойской структуры и вулканизма Центрально-Азиатского геосинклиналичного пояса, особенности проявления тектонических движений и предложена схема общей взаимосвязи глубинных и поверхностных процессов. Особая роль отведена описанию вулканических процессов, поскольку структурный контроль вулканизма, особенности пространственного размещения вулканических зон и их морфоструктура открывают широкие возможности для геодинамических построений. В изложении палеовулканологических данных автор опирается на материалы личных исследований [Волков, 1966, 1976; Кембрийская тектоника..., 1970; и др.].

В развитии Центрально-Азиатского геосинклиналичного пояса решающее значение имел раннегеосинклиналичный период (венд — нижний кембрий), когда произошло структурное расчленение территории, сохранившее

в дальнейшем основные свои черты. Уже в этот период четко определилось мозаично-блоковое строение пояса, присущее всей его последующей палеозойской истории [Зоненшайн, 1972; Пейве и др., 1976]. Среди крупных по размерам и угловатых по очертаниям блоков, слагающих геосинклинальный пояс, выделяются два основных типа, отличающихся строением складчатого фундамента, особенностями состава и структуры геосинклинальных толщ и проявлением вулканизма.

Блоки «А» отличаются существенным участием в их строении докембрийских гранитно-метаморфических комплексов, имеющих сложный разрез и большую мощность. Они отвечают положительным формам палеогеографического рельефа с мелководно-морскими, шельфовыми, частью континентальными условиями, способствовавшими широкому развитию карбонатных и терригенно-карбонатных осадков в венде и раннем кембрии. Со второй половины кембрия почти вся территория этих блоков осушается и в дальнейшем до конца раннего палеозоя входит в состав Северо-Азиатского континента.

Тектонические блоки «Б» характеризуются в большинстве своем отсутствием достоверного докембрия, если не считать некоторых участков с выходами метаморфических комплексов неясного, но скорее всего поздне-докембрийского возраста. Эти блоки представляют собой преимущественно глубоководные прогибы с преобладающим монотонным терригенным флишовой осадконакоплением. Геологические разрезы прогибов отличаются большой полнотой, отсутствием крупных перерывов и несогласий, общей регрессивной тенденцией, растянутой на весь нижний палеозой. В истории развития этих прогибов отчетливо различаются начальный период некомпенсированного прогибания в позднем докембрии — раннем докембрии, период компенсированного прогибания в среднем кембрии — раннем ордовике, с дальнейшим обмелением бассейна и сокращением площади седиментации (средний ордовик — ранний силур).

Рассматриваемые тектонические блоки имеют существенные различия и в морфологии складчатости нижнепалеозойских толщ. Напряженные, узкие и крутые линейные складки глубоководных прогибов резко отличаются от более простых брахискладок с малыми и средними углами падения крыльев, свойственных блокам «А». Подобные различия складок иллюстрирует, например, геологический разрез, составленный Е. Рутковским с дополнениями Н. Г. Марковой в краевых частях Озерной и Дзобханской зон, принадлежащих разнородным тектоническим блокам (рис. 1).

Существенны отличия рассматриваемых тектонических блоков и в отношении размещения, состава и морфоструктуры вулканических зон. Особенно показательна венд-раннекембрийская эпоха, когда вулканические извержения проявились на широкой площади и отличались большой интенсивностью. Но и в эту эпоху, несмотря на широкое развитие, вулканические поля составляли не более 40% всей площади и были локализованы в относительно небольшие по размерам пространственно обособленные друг от друга вулканические зоны. При этом основная часть вулканических зон располагалась либо непосредственно в шельфовой области, либо на границе ее с глубоководными впадинами. Здесь наблюдаются вулканические зоны трех категорий:

1) линейные вулканические тропы с преобладающим базальтовым составом лав;

2) вулканические впадины нередко изометричных очертаний со смешанным андезито-риолитовым составом накоплений;

3) линейные вулканические геантиклиналы с базальтовыми лавами.

Линейные вулканические зоны нередко вмещают мелкие линзовидные тела габброидов и ультрабазитов, образуя так называемые офиолитовые ассоциации, а сами зоны вследствие этого получают наименование офиолитовых [Зоненшайн, 1967].

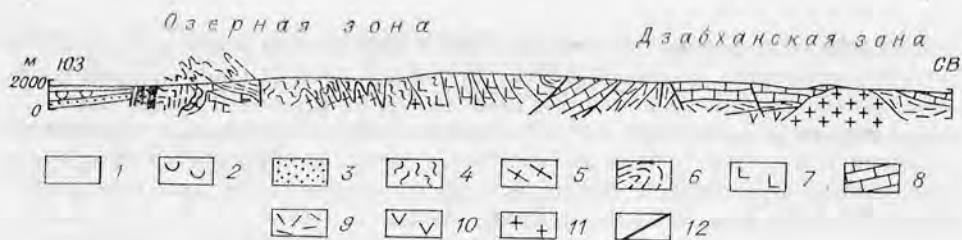


Рис. 1. Геологический разрез через Озерную и Дзэбханскую зоны (по Е. Рутковскому и Н. Г. Марковой [1974, с. 37, рис. 4] с некоторыми упрощениями).

1 — четвертичные отложения; 2 — меловые отложения; 3 — пермские отложения; 4, 5 — метаморфические породы Гоби-Алтайского антиклинория; 4 — амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы, 5 — гранито-гнейсы; 6—10 — нижнекембрийские отложения: 6 — терригенные, 7 — основные порфириты, 8 — карбонатные породы, 9 — дациты, 10 — средние и основные эффузивы; 11 — граниты; 12 — разломы.

На площади глубоководных прогибов вулканизм проявился значительно слабее. Здесь в венд-раннекембрийское время выявлены линейные вулканические зоны сравнительно небольшой протяженности (десятки километров), имеющие вид подводных узких прогибов, выполненных базальтовыми лавами, нередко вариолитовыми, в ассоциации с кремнистыми и глинистыми сланцами. Суммарная мощность вулканогенных пород в разрезах этих зон невелика (около нескольких сотен метров и менее), составляя 10—20% всей мощности отложений [Волков, 1966; Кембрийская тектоника..., 1970].

Уже с конца раннего — начала среднего кембрия вулканическая деятельность в Центрально-Азиатском геосинклинальном поясе почти полностью прекращается и наблюдаются общие поднятия, приведшие к осушению всей шельфовой области. Этому периоду соответствует широкое становление комплексов гранитоидных батолитов, повсеместно датированных средним — поздним кембрием. Важно подчеркнуть, что гранитные батолиты этого возраста расположены только на площади тектонических блоков с видимым складчатым докембрийским фундаментом и пространственно тяготеют к вулканическим зонам. Незначительные по масштабам локальные вспышки вулканизма фиксируются в майском веке среднего кембрия, в конце позднего кембрия и начале ордовика. Заметное оживление вулканической деятельности наблюдается в среднем и позднем ордовике и раннем силуре. Эта ордовик-силурийская эпоха сильно уступала венд-раннекембрийской по интенсивности и масштабу вулканизма, а также по особенностям пространственного размещения вулканических зон. Наблюдается прежде всего общее сокращение площади вулканизма и отчетливая концентрация его в южных и юго-западных районах. Вулканические зоны ордовика — силура приурочены к краевым частям глубоководных прогибов, но по сравнению с аналогичными кембрийскими зонами они занимают более внутреннее положение, имеют довольно разнообразный состав вулканогенных пород от андезито-базальтов до риолито-дацитов и гораздо меньшую их суммарную мощность. В ордовике и силуре произошло также становление по крайней мере двух разновозрастных комплексов гранитных батолитов, приуроченных к периферическим частям прогибов.

Таким образом, в течение раннего палеозоя большая часть Центрально-Азиатского пояса была превращена в складчатое сооружение, а геосинклинальный характер к концу раннего палеозоя сохранили лишь центральные части крупных терригенных прогибов. Этот процесс происходил последовательно, по этапам, завершающимся складкообразованием и становлением гранитных батолитовых комплексов. В раннем палеозое складчатость проявилась в середине кембрия, в раннем ордовике, в конце

ордовика — в начале силура и в позднем силуре. Важной особенностью раннепалеозойской складчатости является ее локальность и возрастная миграция от внешних к внутренним частям Центрально-Азиатского геосинклинального пояса. Для Алтае-Саянской области это было показано В. А. Кузнецовым [1954] и позднее детализировано по материалам геологических съемок [Белостоцкий и др., 1959].

Следует заметить, что на всех этапах развития геосинклинали наблюдались глубокие различия разнотипных тектонических блоков. Тектонические блоки «А» с развитым складчатым фундаментом ранее других структурных элементов испытали складчатость и вошли в состав раннекаледонских складчатых сооружений. Дальнейший рост складчатых структур осуществлялся за счет сокращения площади тектонических блоков «Б».

Рассмотренные особенности строения Центрально-Азиатского геосинклинального пояса в раннем палеозое убеждают в том, что его развитие во многом определялось проявлением горизонтальных тектонических движений. Мозаично-блоковый структурный план пояса, особенности складчатой структуры тектонических блоков, размещения и состава магматических комплексов сложились в результате раздробления краевой части Сибирской платформы и последующего горизонтального раздвижения тектонических блоков [Зоненшайн, 1967, 1972; Волков, Парфенов, 1970; Пейве и др., 1972; Дергунов и др., 1971; и др.]. Напряженный характер складчатых дислокаций, свойственный тектоническим блокам «Б», говорит о том, что горизонтальные движения осуществлялись в верхних слоях земной коры главным образом за счет изменения площади этих блоков. Тектонические блоки «А» с развитым складчатым фундаментом, судя по слабодислоцированным структурным формам нижнепалеозойских толщ, напротив, сохраняли в общем свою конфигурацию, раскалываясь местами на блоки меньших размеров.

Горизонтальное раздвижение синклинальных блоков привело к образованию глубоких некомпенсированных прогибов уже в позднем докембрии, т. е. в начальный период геосинклинального развития. Особенности образования и развития глубоководных нижнепалеозойских прогибов являются ключевыми в выяснении общих закономерностей геосинклинального развития Центрально-Азиатского пояса и его геодинамики. Поэтому следует более подробно рассмотреть строение и развитие этих прогибов.

Процесс горизонтального раздвижения синклинальных блоков («А»), по-видимому, сопровождался резким уменьшением мощности складчатого фундамента (гранитно-метаморфического слоя) на площади образовавшихся некомпенсированных глубоководных прогибов, вследствие чего они приобрели высокую подвижность. Правда, насколько уменьшилась мощность гранитно-метаморфического слоя земной коры, неизвестно. Некоторые исследователи предполагают полное его уничтожение и появление на поверхности базальтового слоя, т. е. возникновение коры океанического типа [Дергунов и др., 1971; Пейве и др., 1972]. Однако связанные с этим представления о мощном офиолитовом вулканизме и соответствующих толщах, выстилающих днища новообразованных нижнепалеозойских прогибов, не подтверждаются региональными данными.

Все, что известно сейчас о древнейших толщах рассматриваемых прогибов, говорит о чрезвычайной бедности их вулканогенными образованиями. Даже в эпоху бурного развития вулканической деятельности (венд — ранний кембрий) она четко приурочена к периферическим, пограничным зонам глубоководных прогибов, тогда как в центральных частях прогибов возрастные аналоги вулканогенных толщ представлены глинистыми и кремнисто-глинистыми осадками. Лишь местами они содержат маломощные прослои порфиритов и яшмоидов. Подобные фациальные изменения часто проявлены так ярко и на таких коротких расстояниях, что доступны

непосредственному картированию [Волков, 1966; Волков и др., 1970]. По существу, для всех нижнепалеозойских глубокоководных прогибов Центрально-Азиатского пояса, включая Ануйско-Чуйский, Западно-Саянский, Монголо-Алтайский, Хангай-Хэнтэйский, достаточно уверенно выделяются возрастные аналоги венд-раннекембрийских вулканитов, представленные преимущественно тонкообломочными терригенными фациями. Подстилающие их метаморфические толщи типа терехтинской в Горном Алтае и джебашской в Западном Саяне также представлены в основном метаосадочными породами. Эти толщи отражают по времени период, предшествующий деструкции континентальной коры и представляют, по-видимому, реликты редуцированного гранитно-метаморфического слоя.

Важной особенностью строения глубокоководных прогибов на ранних этапах образования в венде — раннем кембрии являются обрамляющие их линейные вулканические зоны. Эти зоны с базальтовым составом вулканизма развиты практически повсеместно вдоль границы глубокоководных прогибов и шельфовой области. Морфологически они представляли собой подводные вулканические хребты, осложняющие континентальные склоны, а местами образующие цепи островов. Не вызывает сомнения, что эти линейные вулканические зоны являются поверхностным выражением глубинных разломов.

Образование в позднем докембрии, по-видимому, в основном в венде, глубокоководных некомпенсированных прогибов было настолько скоротечным, что не нашло отражения в составе осадочных формаций. Уже нижние формации прогибов, залегающие с неясным контактом на метаморфических породах (реликтовых участках складчатого фундамента), представлены глубокоководными фациями, не имеющими непосредственных латеральных связей с шельфовой областью.

Вулканические зоны, разграничивающие мелкоководные и глубокоководные зоны, представляют собой крутую ступень, у внутреннего основания которой наблюдается шлейф грубообломочного грауваккового материала, быстро сменяющийся затем тонкообломочными олигомиктовыми осадками [Волков, 1966]. С внешней стороны вулканические зоны имеют пологие склоны и нередко бывают отделены от шельфовой нешироким и слабо выраженным прогибом с карбонатно-терригенными грубообломочными осадками. Во многих случаях со стороны мелкоководного шельфа к вулканическим зонам пространственно тяготеют вулканические поля с существенно кислым вулканизмом. Они нередко смыкаются непосредственно с линейной краевой зоной базальтового вулканизма и обнаруживают в этих случаях сложные фациальные переходы вулканогенных пород, описанные, в частности, В. В. Беззубцевым [1963] для Дзобханской зоны в Монголии, Л. В. Алабиным [1963] в Кузнецком Алатау, А. А. Гилевым [1972] в Восточном Саяне, нами [Кембрийская тектоника..., 1970] в Туве и других местах.

Период деструкции континентальной коры был общим и близкосо-временным для всей территории Центрально-Азиатского геосинклинального пояса. В этот период происходит структурное расчленение территории на разнородные тектонические блоки, палеогеографически выраженные шельфовыми областями и глубокоководными прогибами. Это же время характеризуется и началом мощного и широко проявленного вулканизма. Связанные пространственно и генетически с разрушением континентальной коры вулканические зоны рассматриваемого возраста помогают восстановить общую сеть глубинных и региональных разломов Центрально-Азиатского пояса в раннегеосинклинальный период. Более того, особенности тектонической структуры вулканических зон и структурных рисунков, образующихся сочетанием в плане разломов и фациальных зон, позволяют определять и типы этих разломов, характер перемещений по ним и общую кинематику горизонтальных движений раннегеосинклинального периода, связанного с деструкцией континентальной коры.

Среди разломов Центрально-Азиатского пояса периода деструкции могут быть выделены сбросы, раздвиги, сдвиги и сколовые зоны, местами оперяющие крупные разломы со сложным смещением. Из них наиболее распространены сбросы, раздвиги и их сочетания. К раздвигам принадлежит большинство протяженных линейных зон, образующих узкие глубокие щелевидные трог в шельфовой области, заполненные преимущественно базальтовым вулканогенным материалом. К сбросо-раздвигам принадлежат, вероятно, краевые вулканические зоны, разграничивающие шельфовые и глубоководные области. В обоих случаях для возникновения линейных вулканических зон необходимо проявление сил растяжения, действующих нормально к линии разлома.

В ряде случаев характерное сочетание в плане косоориентированных по отношению к основному разлому удлиненных вулканических полей, образующих эшелонированный ряд, позволяет установить сдвиговую компоненту разлома. Чаще всего сдвиговые смещения по разлому сочетаются со сбросом или раздвигом. Так, например, Кузнецко-Алатауский разлом реконструируется в позднем докембрии как узкий глубокий вулканический трог, врезанный в равнинную шельфовую область. Это позволяет предположить сбросо-раздвиговый тип разлома. Кроме того, с северо-востока к основной зоне разлома под острым углом примыкают несколько овально-вытянутых вулканических полей с кислым составом пород (рис. 2), создавая, таким образом, структурный рисунок, характерный для левого сдвига [Буртман и др., 1963]. Эти вулканические поля с кислым вулканизмом приурочены, по-видимому, к системе сколовых трещин, возникших вдоль основной зоны Кузнецко-Алатауского глубинного разлома при левосторонних сдвиговых смещениях.

Структурные рисунки такого рода наблюдаются и для некоторых других крупных разломов. Каждый раз при этом кислые и смешанного состава вулканические поля образуют фланги линейных зон с базальтовым вулканизмом, располагаясь вдоль предполагаемых оперяющих разломов сколового типа. С учетом этого можно предполагать связь и других кислых и смешанного состава вулканических зон с разломами сколового типа или сдвига. Такие вулканические зоны нередко располагаются в тыловых частях крупных линейных базальтовых зон как, например, Тануольская зона Тувы или Дзобханская зона Монголии.

Таким образом, палеовулканологические реконструкции венд-раннекембрийского вулканизма помогают выявить сеть региональных и глубинных разломов периода деструкции континентальной коры. С учетом выявленной системы разломов и особенностей блокового строения может быть намечена общая кинематическая схема горизонтальных движений Центрально-Азиатского пояса в начальный период его развития (рис. 3). В этот период структурное расчленение пояса осуществлялось в условиях горизонтального растяжения, охватывающего всю территорию пояса и краевые части Сибирской платформы, также испытывающие погружения в это время [Древняя структура..., 1975]. Следовательно, растяжение осуществляется на огромной площади шириной не менее 2000 км вкост простирания пояса и длиной в несколько раз больше. Генеральная ось напряжений имела субмеридиональную ориентировку (относительно современной градусной сети). Однако в связи с неоднородностью структуры Центрально-Азиатского пояса распределение сил растяжения в верхних слоях земной коры весьма сложное и во многих случаях генеральные силы растяжения трансформируются в напряжения II и III порядка, имеющих уже иную ориентировку. Общий случай образования напряжений II и III порядка указан на рис. 3.

В начальный период развития Центрально-Азиатского геосинклинального пояса, связанный с разрушением континентальной коры и структурным расчленением территории, решительно преобладают структуры



Рис. 2. Схема строения Кузнецко-Алатауской вулканической зоны.

1 — зона глубокого разлома; 2 — сколовые зоны и направление сдвиговых смещений; 3 — вулканический трог с основным составом пород; 4 — вулканические поля с кислым и смешанным составом пород.

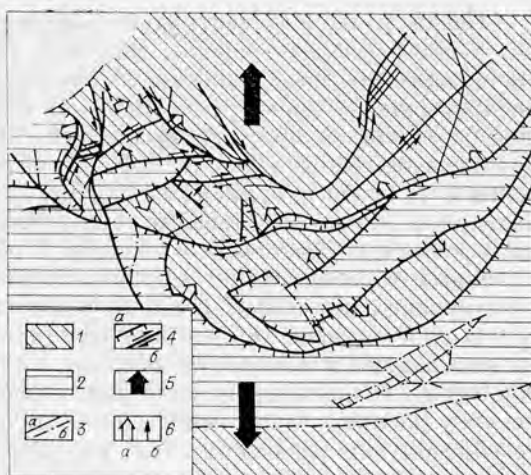


Рис. 3. Кинематическая схема раннепалеозойского геосинклинального пояса Центральной Азии.

1 — тектонические блоки с мощным складчатым фундаментом; 2 — тектонические блоки с редуцированным складчатым фундаментом; 3 — разломы (а — наледонские, б — постналедонские); 4 — типы разломов (а — раздвижки и сбросы, б — сдвиги); 5, б — ориентировка напряжений: 5 — генеральных, б — напряжений II (а) и III (б) порядков.

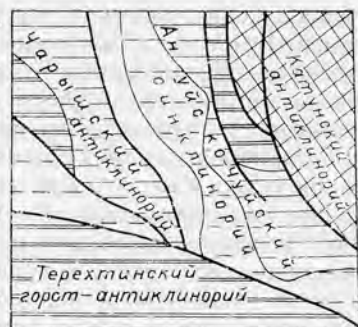
растяжения. Структуры сжатия, такие как сколовые зоны II и III порядка, играют весьма подчиненную роль. Сдвиговая амплитуда некоторых разломов также может быть объяснена силами сжатия, производными от генерального растяжения. Из этого видно, что в составе Центрально-Азиатского пояса отсутствуют структуры, которые могли бы компенсировать генеральное растяжение периода деструкции континентальной коры.

Количественная оценка горизонтальных движений, приведших к увеличению общей площади геосинклинального пояса на ранних этапах его образования, требует специальных дополнительных исследований. Весьма соблазнительно, но слишком неточно было бы оценивать величины горизонтального перемещения блоков современными размерами новообразованных некомпенсированных прогибов, как поступили В. В. Волков и Л. М. Парфенов [1970]. Такая оценка построена на представлении о полном уничтожении гранитно-метаморфического слоя в новообразованных прогибах, тогда как в ряде случаев наличие остатков этого слоя в виде древнейших метаморфических комплексов типа терехтинского и джебашского сейчас вполне очевидно. Возможно, что в процессе раздвижения отдельные тектонические пластины, или их серия, оседают по системам параллельных сбросов, испытывая при этом наклоны, вплоть до пологих. Кроме того, должны быть учтены данные по морфологии складок в прогибах, что позволит оценить размеры сокращения их площади на более поздних этапах развития.

Подобно тому, как процесс горизонтального раздвижения сиалических блоков наилучшим образом объясняет особенности развития геосинклинального пояса на раннем этапе, так и противоположный по знаку процесс горизонтального сжатия является ведущим, формирующим основные черты тектонической структуры на более поздних этапах. Процесс прогрессирующего сжатия был растянут на весь остальной период геосинклинального развития вплоть до среднего палеозоя и отличался неравномерностью. Вспышки вулканизма в ордовике и силуре знаменуют,

Рис. 4. Схема размещения складчатых зон на северо-западе Горного Алтая.

1—5 — зоны складчатости: 1 — докембрийской и нижнекембрийской, 2 — нижнекембрийской, 3 — нижнеордовикской, 4 — нижнесилурийской, 5 — верхнедевонской; 6 — разломы; 7 — границы складчатых зон.



по-видимому, кратковременно и локально проявленные условия растяжения.

Особенности раннепалеозойской складчатости указывают на ведущую роль в ее образовании сиалических блоков, которые своим горизонтальным перемещением оказывали давление на пластичные осадки прогибов. Это утверждение основано на возрастной миграции складчатости, направленной от внешних к внутренним частям нижнепалеозойских прогибов. Оси складок ориентированы в целом параллельно границам блоков. Молодая складчатая зона к следующей фазе складкообразования входит в состав сиалического блока и сама служит жестким упором, деформирующим осадки.

Такое расположение разновозрастных складчатых зон наблюдается практически повсеместно на территории раннепалеозойских прогибов. Случаи нарушения этой общей закономерности связаны с наложением зон складчатости. Пример подобной миграции может быть показан для Ануйско-Чуйского прогиба Горного Алтая. Здесь от Катунского массива, являющегося краевой частью сиалического блока, в сторону прогиба последовательно выявляются следующие зоны складчатости: 1) нижнекембрийская; 2) нижнеордовикская; 3) верхнеордовикско-нижнесилурийская (рис. 4). Центральные части прогиба сохраняют свою подвижность и далее и испытали складчатость в герцинское время в конце девона.

Кроме активного воздействия сиалических блоков на формирование складчатости оказывают влияние и геосинклинальные поднятия, возникшие во внутренних частях глубоководных прогибов вдоль зон глубинных разломов со слабо проявленным базальтовым вулканизмом. Эти зоны ранее других частей прогиба испытывают складчатость и в дальнейшем в условиях продолжающегося сжатия начинают оказывать воздействие на пластичные осадки смежных частей прогиба. Такую же роль в складкообразовании играют и геосинклинальные поднятия, связанные с участками сохранившегося гранитно-метаморфического слоя на площади глубоководных прогибов. В качестве примера могут быть указаны Терехтинский и Чулышманский антиклинории.

Таким образом, формирование структуры Центрально-Азиатского геосинклинального пояса во многом определялось проявлением горизонтальных движений, имеющих знакопеременный характер. В раннегеосинклинальный период развитие структуры пояса происходит в обстановке растяжения, которая в дальнейшем сменилась условиями прогрессирующего сжатия. Сжатие по времени растянуто на всю вторую половину геосинклинального цикла до конца раннего палеозоя и было неравномерным, прерываемым относительно непродолжительными фазами растяжения. В обстановке растяжения происходит общее прогибание всей территории, образование и раскрытие зон глубинных разломов, вулканизм, сокращение мощности складчатого фундамента на участках раздвижения сиалических блоков и образование здесь глубоководных некомпенсированных прогибов. Обстановка сжатия сопровождается закрытием зон глубинных разломов, затуханием вулканизма, складкообразованием, проявленным наиболее интенсивно вдоль зон глубинных разломов, а также вдоль

границ сближающихся сляпических блоков, играющих роль жесткого упора. Происходит общее поднятие территории, а также становление гранитных интрузий батолитового типа. Их пространственное расположение указывает на структурную связь с зонами глубинных разломов, проявившихся в период деструкции активным вулканизмом.

Изучая кинематику движений по региональным и глубинным разломам в северной части Центрально-Азиатского пояса вдоль южного края Сибирской платформы, С. М. Замараев и др. [Древняя структура..., 1975] выявили, что ориентировка главных осей напряжения сохраняется примерно постоянной в течение длительного времени, включая все доступные расшифровке докембрийские циклы, а также каледонский и герцинский. Главная ось максимального сжатия, по их данным, располагалась субгоризонтально в направлении, близком к меридиональному. Эти выводы сделаны на основании расположения структур сжатия в зонах региональных и глубинных разломов (опереющих разломов, сколовых зон, складчатых структур, трещиноватости и др.) и поэтому справедливы для обстановки сжатия, завершающей геотектонические циклы.

В заключение следует отметить, что механизм рассмотренных на примере Центрально-Азиатского пояса знакопеременных горизонтальных движений остается неясным. Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин и В. М. Моралев [1976] привлекли механизм плитной тектоники для палеорекоkonструкций Центрально-Азиатского геосинклинального пояса на разных этапах его развития и предложили схемы расположения древних осей спрединга и зон Беньофа. Однако составленные этими исследователями, бесспорно, интересные схемы, основанные на размещении древних офиолитовых комплексов, не дают удовлетворительного объяснения многим важнейшим особенностям строения Центрально-Азиатского пояса.

Механизм образования пояса при спрединге предполагает, в частности, широкое развитие офиолитовых комплексов различного возраста, которые в сумме должны охватывать всю или во всяком случае подавляющую часть площади предполагаемого новообразованного океана. В действительности же вулканогенные толщи (не только офиолитовые, но и вообще все нижнепалеозойские независимо от их состава) локализованы в относительно небольшие пространственно обособленные зоны и в сумме слагают значительно менее половины всей площади. Более того, именно зоны аккреции, за счет которых происходит увеличение площади и где активность вулканических процессов, по механизму плитной тектоники, должна быть максимальной, наиболее бедны вулканитами. Кроме того, предложенная указанными авторами схема подразумевает длительное существование (по крайней мере в течение каледонского и герцинского этапов для Центрально-Азиатского пояса) структур растяжения и пространственно сопряженных с ними структур сжатия. Наши реконструкции показывают, что условия растяжения и сжатия, как и соответствующие этим условиям структуры, сменяют друг друга во времени. Такого рода этапность и направленность развития геосинклинального пояса, существование эпох общего прогибания, эпох складчатости, вулканических эпох и многих других стадийных геологических явлений, столь характерных для Центральной Азии, механизм плитной тектоники в ее классической форме объяснить не может.

В приложении к раннепалеозойскому геосинклинальному поясу Центральной Азии приемлемой может быть только такая гипотеза, которая учитывает знакопеременный характер горизонтальных движений в верхних слоях земной коры. Наиболее близко этим условиям отвечает гипотеза гравитационной дифференциации мантийного вещества и подъема астенолитов, рассмотренная в ряде работ Е. В. Артюшкова, А. Л. Яншина и других [Яншин и др., 1977; Артюшков, 1979; и др.]. Подъем сильно нагретого легкого мантийного вещества к подошве литосферы способ-

ствовал ее прогреванию, сокращению толщины и создавал условия сильного горизонтального растяжения в верхних ее слоях. При длительном воздействии аномально разогретого мантийного материала происходили разрыв литосферы и горизонтальное раздвижение литосферных плит. В областях разрыва или растяжения литосферных плит происходило образование геосинклинальных поясов, подобных Центрально-Азиатскому. По мере остывания мантийного вещества и прекращения его притока из нижних частей мантии в верхних слоях литосферы начинают развиваться условия прогрессирующего сжатия, с чем связаны затухание вулканизма, складкообразование, метаморфизм и внедрение гранитоидных интрузий.

Таким образом, гипотеза мантийных диапиров (астенолитов) объясняет механизм знакопеременных горизонтальных движений в верхних слоях литосферы и является наиболее приемлемой для объяснения особенностей строения и развития Центрально-Азиатского складчатого пояса в раннем палеозое.

ЛИТЕРАТУРА

- Алабин Л. В. О структурно-фациальных зонах нижнего кембрия на северо-западе и севере Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1963, № 4, с. 132—135.
- Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Беззубов В. В. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Гостопиздат, 1963, с. 85—96.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др. Тектоническое строение и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, вып. 6, с. 3—22.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—33.
- Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая в позднем докембрии и раннем палеозое. Новосибирск: Наука, 1966. 162 с.
- Волков В. В. Палеовулканоология Южной Сибири в позднем докембрии и нижнем палеозое.— В кн.: Палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1976, с. 41—58.
- Волков В. В., Исаков В. М., Горобейников В. П., Лапин Б. Н. Структура и стратиграфия древних толщ междуречья Шом-Шума и Алды-Ишкина в Западной Туве.— В кн.: Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970, с. 35—42.
- Волков В. В., Парфенов Л. М. Схема докембрийской тектоники Алтае-Саянской области.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М.: Наука, 1970, с. 108—116.
- Гилев А. А. Кембрийский вулканизм западной части Восточного Саяна. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972. 22 с.
- Дергунцов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 87—103.
- Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. 185 с.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых поясов Центральной Азии (к закономерностям строения геосинклинальных областей).— Геотектоника, 1967, № 6, с. 25—49.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. Н., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
- Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970. 154 с.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 202—227.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—25.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—26.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 3—23.

Рутковский Е., Маркова Н. Г. — В кн.: Тектоника МНР. М.: Недра, 1974, с. 37.
Яшин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1175—1177.

Э. Э. ФОТИАДИ

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О КРУПНЫХ ЭЛЕМЕНТАХ СТРУКТУРЫ И РАЗВИТИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ

Формирование Земли как геологического тела относится к наиболее продолжительной (4,5—4,0 млрд. лет) геологической стадии развития. Она сменила астрономическую стадию (менее 1 млрд. лет), в течение которой завершилось образование Земли как планеты в ходе ее сжатия, дифференциации вещества и последующего разделения на металлическое ядро и силикатную мантию. Предполагается, что в эту стадию образовалась и первичная (гравитационная) земная кора — в виде маломощной кристаллической оболочки, облекавшей весь земной шар [Синицын, 1972].

В геологическую стадию начали превалировать процессы внутриземного расширения, обусловленные радиогенной генерацией. Термическое воздействие радиогенных процессов, наряду с давлением, становится ведущими факторами образования концентрических оболочек Земли, различных по составу и плотности. На рис. 1 приведена схема зональности твердого тела Земли (модель К. Буллена) с распределением по ее разрезу плотности, сейсмической скорости и вероятного хода температуры.

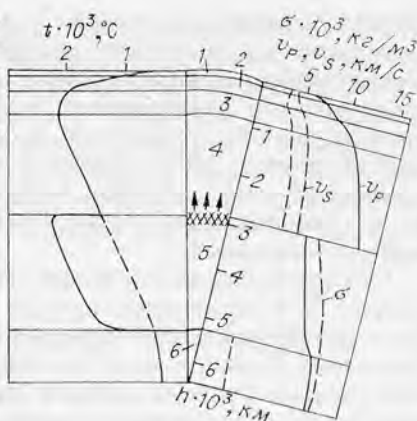
В геологическом развитии наиболее активно участвуют верхняя мантия и кора. В нижней части верхней мантии, в ее пластичном прослое — астеносфере (сейсмическом волноводе) происходит дифференциация начального мантийного вещества на легкоплавкую базальтовую магму, поднимающуюся кверху и формирующую земную кору, и тугоплавкий плотный остаток перидотит-диоритового состава. Он образует литифицированную верхнюю часть верхней мантии, сильно раздробленную в результате растяжений и растрескивания системой глубинных разломов. По этим дислокациям базальтовые расплавы из астеносферы внедряются в земную кору, формируя ее в условиях механической работы тектогенеза. Сеть глубинных разломов определяет первоначальные черты строения коры, по отношению к которым многие другие элементы ее структуры, в том числе и геосинклинали, являются производными.

Таким образом, базальтовый вулканизм — основной корообразующий процесс, формировавший также гидросферу и атмосферу. В коре мантийные дифференциаты, освобожденные от гравитационного напряжения глубоких недр, создают минеральные ассоциации и структуры меньшей плотности. В их образовании участвуют наложенные процессы эндогенной и экзогенной природы, влияющие на изменения вещественного состава и физических свойств слагающих комплексов. Предполагается, что примитивная маломощная кора, образованная, как говорилось выше, к началу геологической стадии развития Земли в процессе ее гравитационного расслоения, первична и что ее следы, возможно, сохранились под абиссальными равнинами океанов. Развивавшаяся в геологическую стадию собственно базальтовая кора вторична.

Последовательность развития земной коры в основных чертах представляется в следующем виде [Хаин, 1973]. К наиболее древнему этапу эволюции с характерными для него режимами повсеместной подвижности

Рис. 1. Расслоение твердой Земли (по К. Буллену) и распределение по ее разрезу скорости упругих сейсмических волн, плотности и наиболее вероятные температуры.

1 — земная кора (слой А); 2 — верхняя мантия (слой В); 3 — переходная зона (слой С); 4 — нижняя мантия (слой D); 5 — внешняя часть ядра (слой E); 6 — внутренняя часть ядра. Заштрихована (со стрелками) область наиболее интенсивной переработки вещества.



относятся образования катархей (4,5—3,5 млрд. лет). В начале этого этапа (4,5—4,0 млрд. лет) в результате бурной деятельности многочисленных вулканов и трещинных излияний из верхней мантии, астеносфера которой в то время, видимо, была значительно приближена к земной поверхности, вследствие

чего земная кора была сильно прогрета, началось формирование собственно базальтовой оболочки, наиболее простой океанической литосферы, распространявшейся на всю поверхность земного шара.

Позднее (4,0—3,5 млрд. лет) осуществлялся переход к образованию в планетарном масштабе первичной континентальной литосферы, о чем свидетельствуют залегающие в основании древних платформ различные гранито-гнейсы, граниты, чарнокиты с возрастом в 3,5 млрд. лет и более. К этому же этапу относят и «всплывание» наиболее интенсивно гранитизированных участков литосферы в виде так называемых протоконтинентов, эмбрионов будущих материков.

В архее и раннем протерозое (3,5—2,0 млрд. лет) в специфических, так называемых «пангеосинклиналиных», условиях, уникальных по интенсивности и масштабам разделения вещества по плотности, завершилось формирование основной массы континентальной коры с ее гранитно-метаморфическим слоем, что определило преобладающий спалический профиль коры материков. В тектоническом отношении специфика этого этапа известна под названием нуклеогенеза. В обстановке пермобильного режима формировавшаяся кора находилась в интенсивном взаимодействии с веществом мантии.

Следующий этап (2,0—1,6 млрд. лет) — переходный между нуклеарным и эволюционирующим геосинклиналиным — знаменуется консолидацией первичной континентальной коры, «кратонизацией» протоплатформенных структур, наращиванием их протогеосинклиналиными комплексами. Возникает также сетка протяженных разломов и связанная с ней линейность структурных элементов, особо отчетливая в нарождающихся подвижных областях, в которых в последующем развиваются геосинклиналильные системы.

Последний крупный этап эволюции земной коры (1,6 — по настоящее время) охватывает рифей и фанерозой и делится на рифейско-палеозойский и мезозойско-кайнозойский периоды. Первый из них может быть назван геосинклиналино-платформенным. Он характеризуется заложением и многостадийным развитием разновозрастных геосинклиналильных систем в определившихся к тому времени гигантских подвижных складчатых поясах, которые окаймляли огромные глыбы разрастающихся древних платформ. Активно формируется осадочный слой коры; особенно прогрессирует геосинклиналильное осадконакопление.

Важной чертой рифея и особенно палеозоя явилось формирование основных элементов современного структурного плана литосферы, в том числе наращивание мощности гранитно-метаморфического слоя коры в геосинклиналильных и орогенных зонах. Для внутренних частей платфор-

менных областей характерны специфические преобразования коры, обусловленные особенностями тектонического развития. Получает развитие деструктивная линия эволюции вещества континентальной коры, характеризующаяся перестройкой континентального профиля коры, проявлением тенденций восходящих и особенно длительных нисходящих движений [Белоусов, 1975; Добрецов, 1980]. Магматизм в первом случае был преимущественно коровым — базальтоидным и гранитоидным; областям же с преобладанием нисходящих движений присущ магматизм мантийный — толеитовый.

Мезозойско-кайнозойский период считается континентально-океаническим. К этому периоду прежде всего относятся такие грандиозные события, как образование молодых океанов (Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого) и генетически связанной с ними и частично с Тихим океаном протяженнейшей (до 80 000 км) системы срединно-океанических хребтов (орогенных поясов), осложненных местами рифтовыми зонами, связанными со сквозьмантийными разломами. На ряде участков эти пояса пересекались так называемыми «трансформными» разломами, способствующими горизонтальным перемещениям их отдельных участков.

По представлениям новой глобальной тектоники, рифтовые разломы в пределах срединно-океанических хребтов обуславливают раздвиг («спрединг») блоков континентальной земной коры, а также внедрение по разломам мантийных ультраосновных пород. Последующие горизонтальные перемещения литосферных плит в разные стороны от раздвига срединно-океанического хребта под воздействием подлитосферных конвекционных течений обусловили «раскрытие» новых океанов и образование океанической коры. Континентальная кора, по тем же представлениям, возникает в геосинклинальных зонах Земли за счет процесса дегидратации и частичного переплавления океанической коры в области подвига («субдукции») литосферных плит в зонах Бенъофа. Подобный механизм океанообразования, а также формирования океанической и континентальной земной коры, возможно, действовал и в более ранние геологические этапы, как это можно, например, видеть из недавно опубликованных палеогеотектонических реконструкций «лика» Земли для разных этапов фанерозоя.

На континентах в пределах складчатых поясов существенно сократились, особенно в кайнозое, площади, занятые новыми геосинклиналями. Более ранние геосинклинали, претерпев орогенез, в большинстве случаев образовали складчатый фундамент молодых платформ. Складчатые сооружения мезокайнозоя в основном приспособлялись к зонам Тихоокеанического кольца и Средиземноморского пояса.

На континентах в заключительный период фанерозоя большее значение приобрело образование так называемых эпиплатформенных орогенных поясов (по В. Е. Хаину и А. Л. Яншину). Для этого же этапа характерно резкое усиление рифтогенеза и ареалов его проявления. В первую очередь это относится к океаническим пространствам, но в значительной степени и к континентам, где имело место возрождение старых рифтов и возникновение некоторых новых (Восточной Африки, Рейнского, Байкальского).

Мезозойская и особенно кайнозойская эры рассматриваются как особый геоморфологический этап в формировании современного «лика» Земли. Процессы тектонической активизации (эпиплатформенного орогенеза) обусловили как «возрождение» ряда орогенических областей, так и разрастание и углубление океанических впадин за счет поглощения некоторых участков древних материков Лавразии и Гондваны. Для материковых областей этого периода особенно характерно формирование Евразийского континента, образовавшегося из соединения Сибирской и Восточно-Европейской древних платформ, спаянных и обросших молодыми платформами Западной Сибири, Турана, Центральной Азии и Западной Европы,

а также причленившимися с юга некоторыми «останцами» Гондваны, а на северо-востоке консолидировавшимися мелкими обломками Лавразии. Ныне достаточно общепризнано, что с геоморфологическим этапом следует связывать и проявление принципиально новых тенденций и процессов в развитии глубоких частей земной коры и верхней мантии. Этим вопросам посвящены фундаментальные работы А. Л. Яяшина, а также В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, В. М. Сеницына, геофизиков — В. А. Магницкого, Е. В. Аргюшкова, О. Г. Сорохтина, С. А. Ушакова и ряда других крупных советских и зарубежных ученых.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О РАЗВИТИИ КОРЫ МАТЕРИКОВ

Как известно, выделяют два основных типа земной коры — океанический и континентальный — и переходные между ними подтипы — субокеанический и субконтинентальный.

Океаническая кора, развитая примерно на 65% пространства земного шара, наиболее проста по строению, образованию и мощности (в среднем около 5—6 км). Основное положение в ней занимает ее нижний — «базальтовый» — слой ($v_p = 6,0—7,0$ км/с), бурением пока нигде не вскрытый. Океанические базальты обычно представлены на 90% толеитами и на 10% щелочными разностями. Наибольшую мощность имеют перекрывающие базальтовый слой уплотненные и пронизанные излившимися базальтами осадки 2-го океанического, или переходного, слоя с $v_p \sim 5,0$ км/с и мощностью до 2—3 км. Неконсолидированные низкоскоростные (v_p до 2 км/с) пелагические биогенные и терригенные илы 1-го океанического слоя весьма маломощны (до 0,5 км).

Основными процессами, воздействующими на формирование океанической коры, являются вулканические внедрения базальтоидных дифференциатов верхней мантии, их серпентинизация, а также глубоководная седиментация.

Под океанами мощность литофицированной мантии так же, как и мощность земной коры, значительно сокращена (25—35 км) против материковых условий. Мощность же астеносферы, наоборот, увеличена до 150 км и более. В последнее время появились представления [Булыга, 1979], в которых на основании пересмотра геофизических, в основном сейсмических, данных делается вывод, что твердая кора океанов не менее чем в 2—4 раза толще, чем это принималось до последнего времени. Подошва океанической коры, которая до сих пор относилась к границе М, в действительности отражает тонкий слой (1,0—1,5 км) с повышенной скоростью, ниже которого залегают породы со скоростью 6,5—7,0 км/с. Подобный как бы четвертый слой океанической коры следится до глубины 35 км и более. Ниже появляются слои со скоростями до 8,3 км/с. Делается вывод, что между океанической и континентальной корой нет принципиальных различий. Ранее близкие представления высказывали Г. Д. Афанасьев и А. А. Пронин.

Континентальная земная кора, развитая примерно на 35% пространства земного шара, отчетливо трехслойна, имеет значительно более сложное, хорошо выраженное эндогенно-экзогенное происхождение и связана особо энергичным и длительным развитием тектоносферы и глубоким ее проникновением в верхнюю мантию. Мощность континентальной коры колеблется в среднем от 25—30 км на древних платформах до 60—70 км в некоторых молодых орогенных областях.

Под воздействием экзогенных процессов формировался самый верхний и молодой слой континентальной коры — осадочный, мощность которого в платформенных условиях составляет в среднем 3—4 км, а в геосин-

клинальных превышает 10—15 км. Комплексы осадочных пород к тому же дислоцированы и динамометаморфизированы, а местами и инъецированы гранитами.

Нижние горизонты осадочного слоя, погружаясь на значительные глубины в кору, подвергались воздействию процессов регионального метаморфизма, гранитизации и мигматизации, которые создали из них специфические парапороды типа кристаллических сланцев и различных парагнейсов, являющихся одними из основных компонентов второго — гранитно-метаморфического слоя континентальной коры. Что касается самих гранитов и мигматитов, также широко развитых в гранитно-метаморфическом слое, то они, являясь характерными членами средних глубин коры, формируются в условиях метаморфизма амфиболитовой и частично гранулитовой фаций метаморфизма, но не проникают глубже переходной области. Их образование связано с мощными потоками ювенильных растворов из мантии через ослабленные зоны и глубинные разломы, секущие расположенный ниже базальтовый слой коры [Лутц, 1974].

Мощность гранитно-метаморфического слоя колеблется от 0 до нескольких десятков (30—40) километров. Местами породы этого слоя выходят на поверхность. На платформах слой утоняется, а в областях орогенных поднятий — резко утолщается. Сейсмические скорости колеблются в пределах 5,5—5,8 км/с. Средние плотности — 2,60—2,63 г/см³.

Осадочный и гранитно-метаморфический слой континентальной коры объединяются под общим названием сналя. Сналь — самая молодая твердая оболочка Земли, отличающаяся от других слоев литосферы наибольшей сложностью состава и строения вследствие своего специфического эндогенно-экзогенного происхождения. В результате такого генезиса сналь обладает рядом особенностей состава и состояния вещества, высокой подвижностью, реактивностью и большими запасами энергии [Синицын, 1972].

Самый нижний — гранулит-базитовый или «базальтовый» (симатический) — слой континентальной коры, нередко достигающий 2/3 ее мощности, сложен базальтоидными дифференциатами верхней мантии, метаморфизованными в условиях дегранитизации в основном в гранулитовой фации. В его составе могут участвовать древние вулканогенные образования, а также комплексы глубоко погруженных осадочно-вулканогенных пород, переработанных метаморфизмом в гранулитовой фации. В низах базальтового слоя выделяют прослойки эклогитоподобных пород, являющихся переходными от гранулитов к мантийным эклогитам. Мощность базальтового слоя колеблется в широких пределах (примерно от 20 до 40 км). Скорости сейсмических волн $v_p = 6,5—7,0$ км/с. Плотность колеблется от 2,8 до 3,3 г/см³.

Под континентами значительно увеличивается мощность литифицированной части верхней мантии (50—60 км и больше), представленной в основном перидотитами, переслаивающимися и переходящими вниз в широповые эклогиты, однако условия метаморфизма для коровых и мантийных эклогитов резко различны. Астеносфера же под континентами против океанической значительно утонена (в 2—3 раза), а под щитами древних платформ она, видимо, вообще отсутствует.

Переход от континентальной коры материковых сегментов к океанической коре океанических пространств в одних случаях происходит путем постепенного (или быстрого) сокращения общей мощности коры первого типа, выклинивания гранитно-метаморфического слоя, утонения и изменения состава слоя осадочного [Боголепов, Чиков, 1976]. Подобное положение характерно для зон перехода вдоль побережий Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Для периферии, особенно западной, Тихого океана, с ее окраинными морями, островными дугами и глубоководными желобами, имеет место перемежаемость коры континен-

тальной (субконтинентальный подтип) и океанической (субокеанический подтип), резкие колебания как ее общей мощности, так и мощности внутрикорковых слоев. Промежуточные подтипы земной коры встречаются также на отдельных участках материков и океанов, отражая определенные особенности их строения и развития.

Основная масса континентальной коры, как отмечалось, была сформирована в древнем докембрии в обстановке пермобильных режимов. На рифейском и фанерозойском этапах доминировала переработка этой коры в режиме ее деструкции и вторичной континентализации [Витте, Фотиади, 1978; Витте, 1981]. Ниже об этих режимах будет сказано несколько подробнее, предварительно же отметим, что при обсуждении вопросов континентального корообразования следует учитывать степень полноты «нормального» разреза этой трехслойной коры. Выработана соответственная классификация типов коры, учитывающая характер разреза и генетические условия ее образования [Витте, Фотиади, 1976; Витте, 1981]. Крайним завершающим членом эволюционного ряда является «зрелая» кора, прошедшая полный комплекс геосинклинальных и орогенных процессов. Антиподом «зрелой» коры является кора «незрелая» — начальный член эволюционного ряда. В ее разрезе отсутствуют комплексы гранитно-метаморфического слоя, а базальтовый слой резко отличается по составу, мощности, генезису от подобного же слоя «зрелой» коры. Между названными крайними стадиями континентального корообразования существует ряд промежуточных стадий, которые проявляются в определенных различиях физических свойств в первую очередь в сейсмических скоростях по разрезу коры и верхней мантии.

Процессы деструкции коры, предполагающие господство нисходящей тенденции, протекали в обстановке растяжения, способствовавшей проникновению мантийных масс, и были направлены на разрушение дорифейской континентальной коры, причем в первую очередь путем ее значительного эрозионного среза. Эродированными оказались различные уровни гранитно-метаморфического слоя, местами вплоть до пород гранулитовой фации, т. е. почти до базальтового слоя (беломорский и центральнофинляндский комплексы Балтийского щита и др.). В других же случаях на больших площадях дорифейских щитов эрозионный срез сравнительно неглубок и обнажает регионально гранитизированные и метаморфизированные комплексы амфиболитовой фации.

Разительна по результатам деструкция дорифейской коры, связанная с погружением ее крупных блоков по расколам в обстановке повышенной активности верхней мантии, с последующим насыщением разреза продуктами мантийных расплавов. Подобное утяжеление низов коры мантийными магмами может рассматриваться как ее базификация. Описанным обстоятельством хорошо объясняются повышенные значения поля гравитационных аномалий над крупными платформенными впадинами и авлакогенами, особенно резкие по исключению из наблюдаемого поля влияния осадочных толщ, выполняющих эти впадины. Подобные примеры помимо платформенных впадин известны в других локальных областях погружения, например в Паннонской или Венгерской впадинах, а также во впадинах окраинных морей в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

Во второй половине палеозоя, в мезозое и кайнозое в ряде платформенных областей имели место очень крупные прогибания коры, сопровождавшиеся мощным осадконакоплением, растрескиванием ее верхней оболочки, излияниями огромных масс мантийной толеит-базальтовой магмы с образованием обширных траптовых провинций: Тунгусской, Деканской, Паранской.

Специфические виды отрицательных структур (впадин), формировавшихся в результате процессов деструкции, протекавших в обстановке длительных устойчивых нисходящих движений, сопровождалась образо-

ваннем весьма мощного осадочного покрова (20 км и больше). Фундаментом в этом случае являются глубоко эродированные комплексы дорифейской коры, у которой эрозией ликвидирован весь гранито-гнейсовый слой и которая по своему типу приближается к субокеанической. Подобное положение существует в Прикаспийской впадине Восточно-Европейской платформы [Яншин, 1964; Яншин и др., 1975, 1980]. Разновозрастная осадочная толща достигает здесь местами 25 км мощности. Граница же Мохо ($v_p = 8,0$ км/с) фиксируется на глубине 30 км. Крупные гравитационные максимумы, получающиеся по исключению влияния многослойной осадочной толщи из наблюдаемого здесь интенсивно отрицательного поля, вполне согласуются с указанным распределением плотности комплексов в разрезе коры. Особо крупными максимумами здесь являются Аралсорский и Хобдинский. С некоторыми специальными уточнениями такие объяснения следует распространить и на впадину Гольф Коста (США).

Процессы деструкции континентальной коры во многих случаях, особенно в областях наметившегося геосинклинального развития, сменялись процессами вторичной континентализации. При этом областям миогеосинклиналей обычно присущ «незрелый» тип новой континентальной коры, как, например, это имеет место в Восточно-Уральском синклинории, развившемся на глубоко эродированной дорифейской коре [Витте, 1981]. Подобное положение имеет место и для ряда синклинориев на Северо-Американской, Австралийской и Восточно-Европейской платформах.

«Зрелый» тип вторичной континентальной коры развит особо широко. Он приурочен к эвгеосинклиналям и характеризует обычно все антиклинорные структуры фанерозойских складчатых поясов, а также и срединные массивы. Подобное развитие шло по сиалической линии, нарастая гранито-гнейсовые слои древних гранито-гнейсовых комплексов и проявляясь в соответствующем распределении сейсмических скоростей по разрезу. Увеличение мощности гранито-гнейсового слоя, влекущее увеличение общей мощности коры, обуславливает в большинстве случаев понижение интенсивности аномалий силы тяжести. Добавим, что вторичная континентализация может завершиться формированием полного профиля «зрелой» континентальной коры лишь в условиях продолжительного воздействия процессов тектоно-магматической активизации (дейтероорогенеза), для которых преобладает устойчиво доминирующая тенденция восходящих движений.

Заканчивая описание направленности развития континентальной коры в фанерозое, отметим определенную глобальную закономерность, заключающуюся в том, что процессы деструкции в Северном и Южном полушариях, вернее у материков группы Лавразии и Гондваны, шли в противоположных направлениях. В первом случае деструкция шла с резко выраженной нисходящей тенденцией и образованием областей глубоких погружений, мощного осадконакопления и внедрением в кору огромных масс мантийных магматических излияний толетового состава. У материков Гондванской группы наблюдалась обратная картина — преобладание тенденций восходящих движений, образование крупных сводовых поднятий с коровым базальтоидным и гранитоидным магматизмом и широкое омоложение древней коры. Отмеченная тенденция проявляется в первом случае в уплотнении (Северо-Американская платформа), во втором — в разуплотнении (Южно-Американская платформа и сводовое поднятие Центральной Африки) верхней оболочки Земли, что имеет соответствующее отражение в повышении или, наоборот, понижении интенсивности аномалий гравитационного поля.

Для зон перехода от областей с преобладанием сводовых воздыманий к соседним областям глубокого погружения характерно появление специфических структур, в том числе рифтогенных. Такое положение, в частности, отчетливо проявляется в Байкальской рифтовой зоне, расположен-

ной в переходной зоне от поднятий Прибайкалья и Забайкалья к погруженным зонам Сибирской платформы. Зона Африканских рифтов расположена в переходной зоне от сводовых поднятий Центральной Африки к областям погружения в Индийский океан. Подобное положение имеет место и в отношении Кордильер. Для перечисленных рифтовых зон, как и для срединно-океанических хребтов, характерно наличие в верхах верхней мантии локализованного сейсмического волновода, исчезающего с удалением от зоны рифта. Интенсивный магматизм, обусловленный региональными разломами и связанными с ними магмоконтролирующими линзами на разных глубинах в коре и мантии, отражает высокую тектоническую активность рифтовых зон, приуроченных к области повышенной проницаемости литосферы.

Рассмотренная, хотя и кратко, обстановка корообразующих процессов с достаточной очевидностью свидетельствует о непосредственном участии в большинстве из них вещества верхней мантии, с его физико-химическими превращениями, механическими и энергетическими воздействиями, которые в конечном итоге и обуславливают горизонтальную и вертикальную неоднородность коры и верхней мантии.

Итог сказанному выше о структуре и эволюции корообразования континентов подводит определенная схематическая карта земной коры Евразии (рис. 2).

Несколько слов о выделяемых по спутниковым данным глобальных аномалиях гравитационного поля* и намечающихся тенденциях их связи с элементами структуры материков и дна океанов (рис. 3). Подробное описание этих связей было дано ранее [Фотиади, 1980]. В обобщенном виде устанавливаются следующие тенденции.

1. На материках к отрицательным глобальным аномалиям силы тяжести приурочены в первую очередь стабильные структуры древних платформ и их щитов. В океанах к таким аномалиям тяготеют глубокие котловины, приуроченные обычно (Тихий океан) к так называемым талацленам — обособленным частям океанических кратонов, имеющих предположительно древнее основание.

2. К положительным глобальным аномалиям силы тяжести на материках приурочены складчатые пояса, особенно альпийские, а также области эпициатформенного орогенеза и рифтогенеза. В океанах к зонам глобальных максимумов силы тяжести тяготеют структуры, приуроченные к молодым подвижным зонам, и в первую очередь срединно-океанические хребты и др.

Естественно, что в отдельных районах имеют место и обратные или неясные соотношения, которые в большинстве случаев находят объяснение в особенностях генезиса структур. Так, распространение положительных аномалий силы тяжести на отдельных участках древних платформ (Тунгусская и Деканская синеклизы Сибирской и Индостанской платформ) отражают воздействие процессов активизации. Несомненно, что в отдельных случаях проявляется и недостаточная информативность мелкомасштабной схемы глобальных аномалий силы тяжести, полученных по спутниковым данным. Для более уверенной интерпретации требуется привлечение комплекса геолого-геофизических данных.

Говоря о природе аномалий глобального гравитационного поля и учитывая данные расчетов глубин до аномальнообразующих источников, нужно считать, что на эти аномалии значительное воздействие оказывают неоднородности и процессы, происходящие в глубоких недрах мантии — в зоне фазовых переходов и в первую очередь в слое Голицына. Таким образом, признавая мантийную, а не коровую, природу глобальных анома-

* Глобальное гравитационное поле по спутниковым данным взято из работы М. Кана [Кан, 1977].

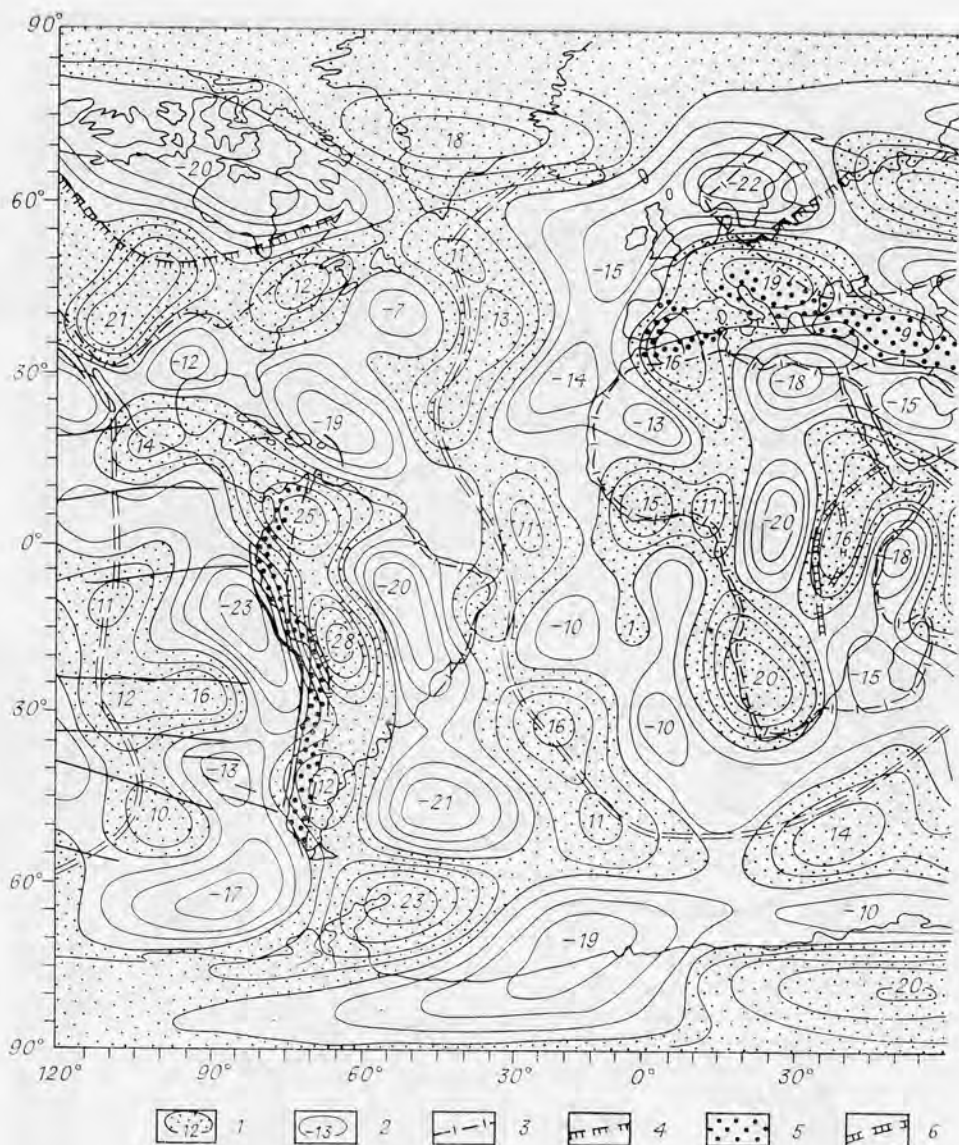


Рис. 3. Схема глобальных гравитационных аномалий

1, 2 — гравитационные аномалии по спутниковым данным (по К. Хан [1977]): 1 — положительные на материках; 3 — древних платформ, 4 — щитов, 5 — кайнозойских складчатых поясов (альпы хребтов, 8 — островов глыбово-вулканического происхождения, 9 — глубоководных желобов,

лий силы тяжести (до определенной степени гармонического разложения этого поля)* и принимая во внимание сказанное выше о тенденциях, выявившихся при их сопоставлении с разнородными (разновозрастными) структурами, мы рассматриваем их как отражение различной степени воздействия мантийных недр. В масштабах геологического времени, по-видимому, происходило увеличение диапазона и углубление очагов мантийных воздействий — не только астеносферы, но и переходной зоны. С подобными представлениями хорошо согласуются приуроченность от-

* С увеличением числа гармоник — степени разложения глобального поля силы тяжести — в нем начинают проявляться и более высокочастотные воздействия, в том числе неоднородностей в верхней мантии и даже в коре.



и элементов структуры материков и дна океанов.

ные, 2 — отрицательные (изоаномы проведены через 5 мгл); 3—6 — схематизированные границы (ды), 6 — рифты; 7—10 — схематизированные границы в океанах: 7 — срединно-океанических 10 — микроконтинентов; 11 — региональные разломы.

рицательных глобальных аномалий силы тяжести к стабильным структурам древней консолидации коры и, наоборот, положительных аномалий силы тяжести к более молодым структурам активного развития. В статье Л. В. Витте в настоящем сборнике описан опыт более подробного геологического истолкования глобальных аномалий силы тяжести на различных континентах с привлечением комплекса данных, в том числе петрологических и сейсмических.

В заключение отметим, что нами не исключается возможность интерпретации рассматриваемого материала с позиций тектоники плит, тепловой конвекции в мантии, как и необходимость дальнейшего выяснения механизмов отмечаемых ситуаций.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ И РОЛЬ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ИЗУЧЕНИИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Период примерно до середины 50-х годов в геофизике считается классическим периодом развития сейсмологии объемных волн. К этому времени относится фундаментальное установление крупного глубинного расслоения твердого тела нашей планеты и соответствующего распределения по её разрезу физических свойств. По существу, геофизика этого периода была геомеханикой. Современный период в геофизике начался с работ Берча (США) и Магницкого (СССР), впервые применивших методы физики твердого тела и физики высоких давлений. Эти направления получили дальнейшее развитие в исследованиях многих крупных ученых. Особо продуктивны комплексные геолого-геофизические и геохимические исследования, способствующие разностороннему познанию строения глубинных недр Земли и особенностей ее формирования и эволюции.

К настоящему времени в значительной степени завершено в крупном плане региональное геофизическое изучение структуры нашей планеты — особенно материков и в меньшей степени океанов. Значительно продвинулось изучение земной коры и верхней мантии, появились существенно новые данные о строении более глубоких частей разреза, в том числе нижней мантии. И, наконец, особо нужно подчеркнуть исключительную роль геофизических методов при поисках и разведке полезных ископаемых [Фотиади, 1971].

Результативность комплексного истолкования геолого-геофизической информации быстро прогрессирует и усложняется. В частности, выясняется существенная неоднородность как по латерали, так и по вертикали не только земной коры, но и верхней мантии, и повсеместное присутствие астеносферного слоя. Данные геофизических исследований истолковываются не только с позиций изучения структуры, но и как сведения о составе слагающего вещества, о различиях термодинамических условий и обстановок и т. п. Комплексная интерпретация подобных геологических, геофизических, а также геохимических данных дает основание для истолкования результатов исследований и в историко-генетическом плане. В этой связи следует вспомнить соответствующие работы А. П. Виноградова, А. Л. Яншина, В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, М. В. Муратова, В. М. Синицына, А. А. Маракушева, Б. Г. Лутца, А. Б. Рогова, А. А. Ярошевского, П. Н. Кропоткина и ряда других крупных ученых, как советских, так и зарубежных. И ныне работы такого плана, часто с креном на те или иные компоненты указанного комплекса, все чаще и чаще появляются в печати. Для регионального освещения в широких масштабах крупных элементов структуры Земли исключительное значение имели гравитационные и геомагнитные исследования. Однако с переходом к изучению глубинного строения земной коры, а затем и верхней мантии первенствующая роль перешла к сейсмическим методам.

К сейсмическим данным относятся данные сейсмологии и различных модификаций глубинных сейсмических зондирований, созданных у нас академиком Г. А. Гамбурцевым (за рубежом эти методы называют сейсмологией взрывов). В обоих случаях используется энергия импульсных источников возбуждения: в сейсмологии — колебания от землетрясений, в ГСЗ — колебания от взрывов крупных зарядов ВВ. Используются также промышленные и специальные взрывы очень большой мощности, что позволяет увеличивать глубинность исследований до 100—200 км и больше. (Сами методы ГСЗ основаны на совместном использовании кинематики (время пробега и их градиентов) и динамики (форма колебаний, их затухание и др.) различных сейсмических волн — отраженных, преломленных, дифрагированных, обменных.)

Результаты ГСЗ содержат информацию как о морфологии сейсмических границ, так и о физических свойствах освещаемых сред. Этими методами изучается слоисто-блоковое строение земной коры и верхов мантии, имеющее существенные различия для крупных геологических структур. Наряду с субгоризонтальным расслоением сред и выделением коромантийных блоков, разграниченных зонами глубинных разломов, получают сведения о распределении сейсмических скоростей по разрезу, в том числе о волноводных слоях и других аномальных физических свойствах среды, характеризующих состав и состояние глубинного вещества.

Большие перспективы развития сейсмических методов в части повышения их глубинности и разрешающей способности без разрушения среды, в которой осуществляется импульсное воздействие, связываются с использованием управляемых невзрывных источников (вибрационных), с накоплением энергии малых колебаний за длительный промежуток времени. Соответствующие экспериментальные работы ведутся в значительном объеме. Эти методы предложено называть сейсмологией контролируемых источников (СКИ).

С применением вибрационных источников возбуждения колебаний, но не на длинах волн сейсмического диапазона, а при использовании соответствующей энергии излучения разрабатывается метод вибрационного просвечивания Земли (ВПЗ). Метод обладает высокой эффективностью и открывает новые возможности исследования недр Земли. Требования, которым отвечает этот метод: 1) высокая разрешающая способность и надежность результатов, 2) возможность использования существующих средств регистрации, 3) качественное совершенствование и выход на новые уровни исследований, что открывает перспективы управления направленностью излучения и поляризационными характеристиками поперечных волн, возможность получения трехмерной картины строения среды с помощью волн, дифрагированных на неоднородностях. Устанавливается и ряд других преимуществ ВПЗ против «импульсной» сейсмики [Николаев и др., 1974].

Многие задачи, относящиеся к методам, использующим естественные физические поля, такие как поле силы тяжести (гравитационное), геомагнитное, электромагнитное, тепловое, математически в общем виде не могут быть решены без наложения специальных начальных условий. Выделение в перечисленных полях воздействий нужных объектов, отражающих сумму различных возмущающих объектов, предполагает предварительное решение ряда задач типа выделения нужного сигнала на фоне помех. Существующие методы исследований, основанные на использовании естественных физических полей, имея для отдельных методов свою специфику, осложнены из-за необходимости преодоления суммарности объектов воздействия на эти поля и неуправляемости источниками их возбуждения. Однако и в подобной сложной обстановке большинством существующих методов достигнуты весьма ценные результаты.

Гравиметрические данные. Как уже говорилось, гравиметрическими методами исследования сделано очень много в региональном изучении структурных элементов нашей планеты, в освещении главнейших структур континентов — древних и молодых платформ, горно-складчатых сооружений, активизированных областей, зон перехода от континентов к океанам, а также особенностей строения последних. Применение так называемых «геологических» редукций — способов учета влияния различных слагаемых поля аномалий силы тяжести, исключение их из наблюдаемого поля и получение соответствующих «остаточных» полей открывают большие возможности для интерпретации. Например, исключение влияния осадочной толщи на платформах в их плитной части и получение соответствующих «остаточных» аномалий значительно упрощают и уточняют изучение строения складчатого фундамента [Фотиади, 1958]. По тому же принципу

получают «остаточные» аномалии для границы Мохо, исключив влияние всей земной коры, что позволяет вести обсуждение строения более глубоких горизонтов в разрезе литосферы, уясняя ее неоднородности. Гравитационные наблюдения со спутников Земли открыли возможности картирования глубинных объектов с помощью планетарных глобальных аномалий силы тяжести, обусловленных воздействием весьма глубоко залегающих возмущающих источников. Выше об этом уже говорилось, причем были приведены соответствующие данные.

Использование названного редуцирования гравитационных аномалий, а также привлечение аномалий изостатических, не говоря уже о данных других геофизических методов, в первую очередь сейсмических и магнитных, открывают возможности для достаточно уверенных построений различных моделей земной коры, верхней мантии и более глубоких частей земных недр.

Большой вклад в изучение глубинного строения внесут разрабатываемые ныне методики получения трехмерных моделей.

Выясняется, что гравиметрические исследования, особенно в комплексе с другими геофизическими методами, имеют большие возможности не только при изучении глубинного строения Земли, но и для понимания и отражения механизмов ряда процессов тектогенеза.

Геомагнитные данные. Изучение магнитного поля Земли (суммы основных его составляющих — главного и аномального полей) дает важную информацию о внутреннем строении Земли и процессах, происходящих в ее глубинах. Источником главного поля являются конвекционные перемещения электропроводящего жидкого вещества во внешней части земного ядра, изучаемые магнитной гидродинамикой. Аномальное поле создается совокупностью ферромагнитных масс, расположенных главным образом в коре и частично в верхней мантии и, в свою очередь, намагничивающихся под воздействием главного поля.

Распределение геомагнитного поля на земной поверхности отражает особенности структур составляющих его главного и аномального полей. Для изучения особенностей строения земной коры используется региональное геомагнитное поле, представляющее собой разность наблюдаемого поля и поля материковых аномалий (либо аналитической модели главного поля). В морфологии полей магнитных аномалий континентов и океанов существует своя специфика, обусловленная различной их природой. Существующие методики интерпретации таких аномальных полей обуславливают возможности разностороннего анализа и геологического истолкования. Наконец, нужно отметить, что весьма существенные данные получаются по измерениям геомагнитного поля с космических аппаратов. В устанавливаемой зональности таких полей и в расчетах глубин до источников, их обуславливающих, выясняется воздействие объектов, находящихся не выше подошвы нижней мантии.

Помимо изучения современного геомагнитного поля исключительное значение приобретает уяснение истории этого поля с помощью методов палеомагнетизма. В связи с задачей изучения внутреннего строения Земли особый интерес представляет не область геохронологических палеомагнитных исследований, а область, изучающая инверсии геомагнитного поля — изменения направлений поля, частота которых отражает активность процессов в земном ядре, а также обнаруживает несомненную корреляцию с тектонической активностью. Отметим также, что палеомагнитные данные широко используются для утверждения мобилистских представлений о дрейфе континентов и лежат в основе соответствующих палеотектонических реконструкций.

Временные изменения (вариации) геомагнитного поля (так называемые вековые его вариации) имеют отношение и привлекаются к изучению процессов, происходящих в жидкой части ядра Земли и на границе ядро —

мантия, и определению физических параметров ядра. Короткопериодная часть этих вариаций используется для изучения проводимости в мантии, а к коре и верхней мантии непосредственное отношение имеют аномалии векового хода геомагнитного поля, отражающие современные тектонические, метаморфические и тепловые процессы.

Приведенный краткий перечень областей исследований геомагнитного поля и их направленности с несомненностью свидетельствует об уникальности подобного аппарата для разностороннего изучения внутренней структуры Земли и процессов, происходящих в ее глубинах. Дальнейшие исследования подобного плана должны вестись комплексно для получения широкой взаимосвязанной информации из различных областей изучения магнитного поля Земли и от разработок ряда аналогичных задач другими видами геофизических исследований.

Электромагнитные зондирования (ЭМЗ). Методы ЭМЗ разработаны и широко применяются для изучения электропроводности земной коры и верхней мантии, что дает информацию о фазовом и термодинамическом состоянии тектоносферы. Наиболее интересные объекты изучения: 1) хорошо проводящие образования в земной коре, связанные с гидротермальными явлениями и, возможно, с процессами частичного плавления; 2) хорошо проводящие астеносферные зоны, формирующиеся в процессе аморфизации верхней мантии.

К методам ЭМЗ, основанным на использовании естественного электромагнитного поля Земли, относятся магнитно-вариационные и магнитно-теллурические зондирования. К достоинству первого метода, использующего высокую интенсивность и широкий спектр вариаций естественного электромагнитного поля, относится изучение электропроводности земных недр на глубинах в сотни километров. Главную трудность создает сильное искажение поля локальными и региональными приповерхностными структурами.

Метод магнитно-теллурического зондирования более ограничен глубиной проникновения, но, несмотря на это, широко используется при региональных работах для изучения глубинной структуры земной коры. В зоне Байкальского рифта этим методом подсечен горизонт на глубине 10 км с сопротивлением около 10 Ом·м. При продвижении профиля в пределы Сибирской платформы отмечается значительное погружение того же горизонта, причем сопротивление его здесь превышает 100 Ом·м. Предполагается, что верхняя часть аномального слоя имеет гидротермальную природу, а его нижняя часть, возможно, отражает воздействие частичного плавления.

Слабой стороной методов, основанных на использовании естественных полей, помимо отмеченных выше, является неуправляемость источниками возбуждения. В связи с этим разрабатываются методы с использованием искусственных легко управляемых электромагнитных полей, но глубины их проникновения пока сильно ограничены из-за отсутствия мощных источников возбуждения. Создание таких источников типа МГД-генераторов (ток до 40 тыс. А), открывает реальные перспективы изучения земных недр на большую глубину.

Данные о тепловом поле Земли. Внутривоздушное тепло, в большой степени радиогенное, является наряду с силами гравитации одним из главных источников эндогенной энергии, определяющей развитие нашей планеты. Тесно связанное с другими физическими полями тепловое поле определяет термодинамические условия, физическое состояние и свойства как глубинного вещества Земли, так и специфику состава и строения собственно земной коры.

Основную информацию о тепловом поле земных недр дает постоянное излучение тепла через земную поверхность. Изучение подобных потоков тепла помогает уяснить особенности геотермического режима земных недр

в тектонически различно построенных зонах. Более или менее планомерно подобные исследования ведутся только 20—25 лет. Однако и до сих пор огромные территории ряда материков, как, например, Африки, Южной Америки и в значительной степени Азии, не говоря уже об Антарктиде, в этом отношении почти не изучены. Лучше всего изучены Европа и Северная Америка. Океанические пространства, кроме Ледовитого океана, изучены значительно лучше континентов.

К настоящему времени накопилось много работ, авторы которых разносторонне обсуждают различные вопросы геотермии, в том числе геологическое истолкование данных о геотермических градиентах, тепловых потоках и других характеристиках теплового поля Земли. К подобным исследованиям относятся многие работы Е. А. Любимовой, Ф. А. Макаренко, Я. Б. Смирнова, Б. Г. Поляка, Р. И. Кутаса, Л. С. Соколовой, А. Д. Дучкова, А. А. Смыслова, У. И. Моисеенко, Г. Д. Чадович и ряда других советских и зарубежных авторов. В области геологической интерпретации данных геотермии наметились определенные закономерности в распределении теплового потока в пространстве и времени в зависимости от типа и возраста геологических структур. Так, для структур стационарного типа (в основном щиты, фундамент плит и осадочный чехол древних платформ) характерны низкая интенсивность и однородность теплового поля. Наименьшее значение плотности теплового потока фиксируется для блоков земной коры с резко сокращенной вследствие эрозионного среза мощностью гранитно-метаморфического слоя. Нужно иметь также в виду проявление для блоковых структур плит (антеклиз и синеклиз) ситуаций, подобных приведенным на рис. 4 [Смыслов и др., 1979]. Особенностью складчатых областей, наряду с повышением интенсивности поля, является то, что с уменьшением их возраста увеличиваются неоднородности в распределении тепловых потоков. Максимальные колебания значений тепловых потоков наблюдаются в современных подвижных поясах, в том числе в областях тектоно-магматической активизации.

Приведенные обобщенные сведения относятся к геологическому истолкованию данных о геотермическом режиме земной коры. Значительно сложнее обстоит дело с познанием глубинных температур Земли, уверенные сведения о которых необходимы для объективной оценки существующих там термодинамических условий и связанных с ними энергетических обстановок. В этом отношении, ввиду невозможности получения соответствующих экспериментальных данных, приходится пользоваться только теоретическими расчетами, несовершенство которых выявляется из различий в ответах разных авторов на одни и те же вопросы.

Помимо усовершенствования теоретических разработок и вычислительной базы явные возможности уточнения искомым сведений следует искать в комплексности решения многих подобных вопросов с привлечением для этого данных других геофизических, а также геохимических и геологических методов исследований. Нужно широко использовать то обстоятельство, что между различными геофизическими полями, в том числе и тепловым, существуют несомненные, а временами и весьма тесные, связи, поскольку все эти поля находятся в той или иной зависимости от петрографо-литологического состава и других свойств изучаемых объектов, а последние, в свою очередь, находятся в явной зависимости от температурных условий их образования, изменений и настоящего состояния. Так, хорошо известно влияние температуры и давления на изменение скорости продольных сейсмических волн, влияние температурного фактора на распределение сейсмических скоростей в верхней мантии и т. д. Аномалии гравитационного поля, как и интенсивность теплового поля, также находятся в зависимости (прямой или обратной) от состава пород, как залегающих на поверхности, так и внедрившихся с больших глубин; различного рода связи между тепловым и геомагнитным полями опять же выясняются

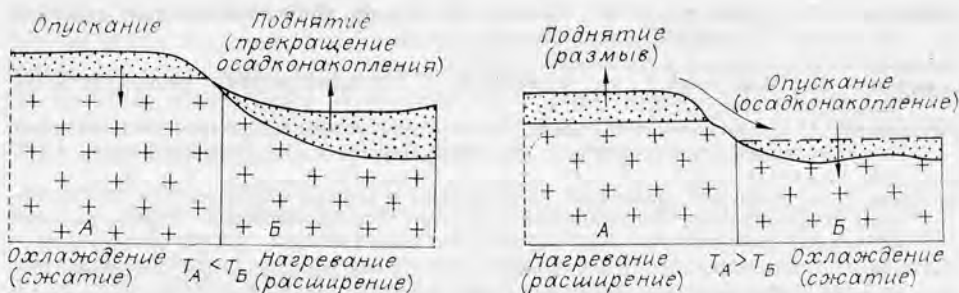


Рис. 4. Зависимость вертикальных передвижений блоков земной коры от режима осадконакопления и температуры.

через особенности пород, слагающих разрез исследуемых геологических объектов и т. д. И наконец, нужно вспомнить о ценной и практически используемой связи высоких тепловых потоков и слоев с повышенной электропроводностью, отмеченной в Байкальской зоне, в Камчатской депрессии и в других районах. Подобная связь открывает возможности оконтуривать с помощью магнитно-теллурических зондирований участки особо прогретых зон в коре и мантии.

Возможности использования перечисленных и других связей геофизических полей подтверждают приведенные выше заключения о необходимости комплексного изучения различных проблем глубинного строения Земли.

Последнее, что нужно напомнить, — это тесную связь между тепловым состоянием и динамикой глубоких земных недр, проявляющуюся в перемещении его вещества в виде конвективных течений. В отношении земной коры, как пишет В. В. Белоусов [1975], взаимное влияние тепловых и геодинамических явлений выражается неодинаково в разных классах эндогенных режимов и зависит от запасов тепловой энергии, степени дифференциации и проницаемости литосферы.

Таким образом, в статье мы пытались осветить, естественно, далеко не исчерпывающе, общее состояние изученности крупных элементов структуры и развития земной коры континентов, показать возможности отдельных геофизических методов, неоднократно подчеркивая необходимость комплексного подхода к изучению и истолкованию различных проблем глубинного строения Земли, причем, конечно, при участии крупных специалистов отдельных наук о Земле, но обязательно под общим высококвалифицированным геологическим руководством, прекрасные примеры чему мы видим в ряде упоминавшихся нами коллективных работ, возглавляемых А. Л. Яншиным.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 250 с.
 Боголенов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов. М.: Наука, 1976. 246 с.
 Булин Н. К. Глубинное строение дна океанов. — Сов. геология, 1979, № 11, с. 30—42.
 Витте Л. В. Типы континентальной земной коры и история их развития. Новосибирск: Наука, 1981. 320 с. (в печати).
 Витте Л. В., Фотиади Э. Э. Опыт генетической классификации земной коры. — Геол. и геофиз., 1976, № 9, с. 15—21.
 Витте Л. В., Фотиади Э. Э. Некоторые вопросы эволюции земной коры дорифейских платформ. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 84—93.
 Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 240 с.
 Луц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 302 с.

- Николаев А. В., Артюшков Е. В., Чичини Н. С. и др. Вибрационное просвечивание Земли. М.: ВИНТИ, деп. 2549, 1974. 250 с.
- Сипицын В. М. Спаль. Л.: Недра, 1972. 163 с.
- Смьелов А. П., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М.: Гостоптехиздат, 1958. 244 с.
- Фотиади Э. Э. Основные принципы, направления и некоторые результаты региональных геофизических исследований.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 116—147.
- Фотиади Э. Э. О связи глобальных гравитационных аномалий по спутниковым данным и элементов структуры материков и дна океанов.— Геол. и геофиз., 1980, № 10, с. 1—12.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 321 с.
- Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторые вопросы формирования мощных соляных толщ.— Геол. и геофиз., 1961, № 1, с. 3—15.
- Яншин А. Л., Авров В. П. и др. Структура и палеотектонические условия образования подсолевых палеозойских образований юга Прикарпатской впадины.— Геотектоника, 1980, № 3, с. 43—57.
- Яншин А. Л., Гидасов Ю. М., Дальян И. Б. и др. Структура палеозойского подсолевого комплекса востока Прикаспийской впадины.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1975, № 9, с. 10—25.
- Khan M. A. Depth of sources of gravity anomalies.— Geophys. J. R. Astr. Soc., 1977, v. 48, p. 197—209.

Л. В. ВИТТЕ

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И СТРУКТУРА МАНТИИ

Земная кора является легким дифференциатом мантии и в своем развитии на всех этапах тесно связана с процессами, протекающими в этой оболочке. Характер и проявления этой связи в последнее время все больше привлекают внимание исследователей. В работах А. Л. Яншина с соавторами [Яншин и др., 1977; Артюшков и др., 1979] разрабатывается гипотеза, согласно которой крупные тектонические движения обусловлены подъемом астенолитов, образующихся при дифференциации вещества на границе ядра и мантии Земли.

Гипотеза предполагает исключительно большую роль в тектонических процессах астеносферного слоя в мантии. В этой статье нам хотелось бы уделить внимание анализу и некоторых других особенностей мантии в связи со спецификой эволюции земной коры материков. Для этой цели, наряду с сейсмологическими материалами, показывающими распределение скоростей в мантии, используется гравитационное поле Земли [Wagner e. a., 1977]. Оно дает представление о поведении и распределении масс и обнаруживает, как будет показано ниже, хорошую корреляцию с особенностями состава и эволюции крупных массивов континентальной коры.

Континентальная кора в основной своей массе сформирована в раннем докембрии. В процесс ее генерации была вовлечена либо вся мантия, либо ее половина (по массе) [Anderson, 1979]. Следствием этого было упорядочение вещества по составу и плотности в достаточно большом объеме Земли. Современная слоистая структура мантии, устанавливаемая сейсмологическими данными (верхняя мантия — до глубины 400 км; слой Голицына (переходная зона С [Буллен, 1978]) — от 400 до 900—984 км; нижняя мантия — 984—2900 км), является, прежде всего, следствием процесса дифференциации Земли. В частности, предполагается [Anderson, 1979],

что перидотитовый слой верхней мантии, нижняя граница которого фиксируется, возможно, сейсмическим разделом Леманн (220 км), так же как и кора, является продуктом дифференциации «примитивной» мантии, из которой выделилось 20% расплава. Ниже этого слоя, до глубины 670 км, мантия сложена, вероятно, эклогитами, которые по отношению к перидотитам являются более тяжелым дифференциатом.

Поскольку процесс дифференциации Земли очень мощно и полно прошел в раннем докембрие, можно предполагать, что ядра континентов — дорифейские щиты, являвшиеся центрами континентализации, к окончанию этого процесса имели очень глубокие корни в мантии. Интенсивность процесса дифференциации по направлению к краевым частям дорифейских массивов снижалась, и именно эти части в последующей истории являлись менее устойчивыми в тектоническом отношении.

Верхнепротерозойско-фанерозойская история коры — это в основном история деструкции древней коры, обусловленной глубинными мантийными процессами, которые особенно после герцинской эпохи кратонизации имели внегеосинклинальный характер и были связаны с обширными областями возбуждения в мантии, располагавшимися под разнородными по истории развития частями коры. Специфика внутрикоровых процессов определялась направленностью, масштабом и интенсивностью явлений, происходивших в мантии, а также дорифейской предысторией. В этом аспекте рассмотрим особенности структуры мантии и глобального гравитационного поля крупных массивов континентальной коры.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

В основании большей части Северо-Американского материка залегает дорифейская континентальная кора. Центр процессов континентализации, скорее всего, пространственно совпадал с современными границами Канадского щита, который со времени своей окончательной консолидации (Гудзонская орогения — 1750 млн. лет) характеризуется высоким стоянием и исключительно слабым развитием осадочного чехла.

Канадский щит объединяет участки коры древнейшей консолидации, которые в последующей истории выступали как единая тектоническая совокупность (структура), характеризовавшаяся близким стилем развития и направленностью эволюции. Границы массива устанавливаются по современным контурам выходов дорифейских пород, характеристике в глобальном поле силы тяжести и по изменению структуры мантии (сейсмологические данные). В такой трактовке Канадский щит понимается как единая глобальная структура, корни которой уходят в мантию до глубины более 400 км (рис. 1).

Эта структура создана совокупным воздействием дорифейских и рифейско-фанерозойских процессов. По типу эти процессы принципиально отличны. Дорифейская, активная, стадия развития рассматриваемой части континента характеризовалась исключительно интенсивным разделением вещества по составу и плотности. После нижнего протерозоя Канадский щит приобретает относительную стабильность и характеризуется высоким стоянием (пассивная стадия). В эту стадию тектоно-магматические и метаморфические процессы были сосредоточены по его краям, что, возможно, связано с утонением слоя продифференцировавшейся мантии, а также с перераспределением мантийной энергии в соответствии со структурно-вещественными особенностями, созданными в ходе дорифейской дифференциации.

Канадский щит располагается в области отрицательной аномалии глобального гравитационного поля (в свободном воздухе) интенсивностью —40 мгл. Центр аномалии совпадает с Гудзоновым заливом (см. рис. 1, а).

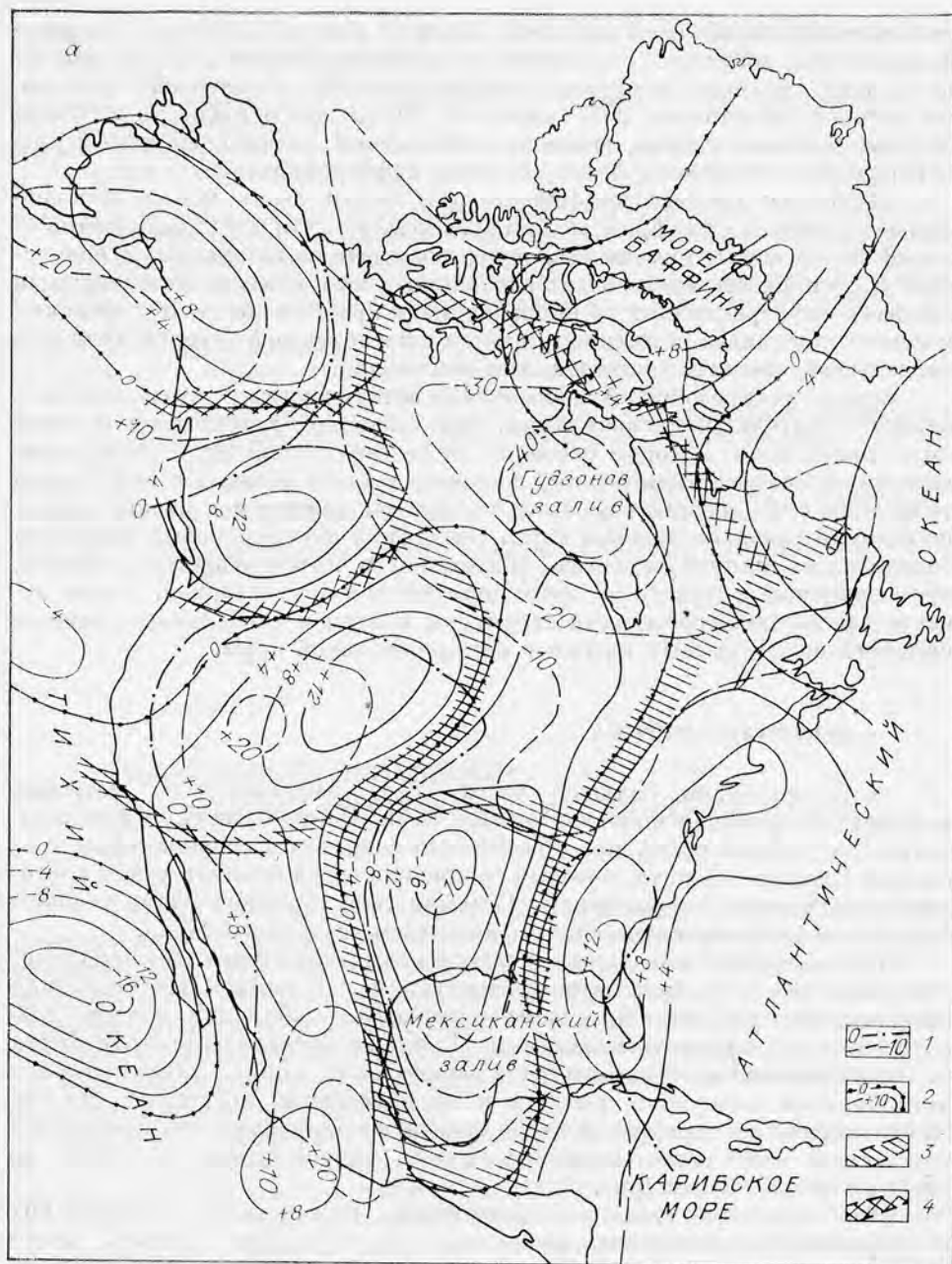
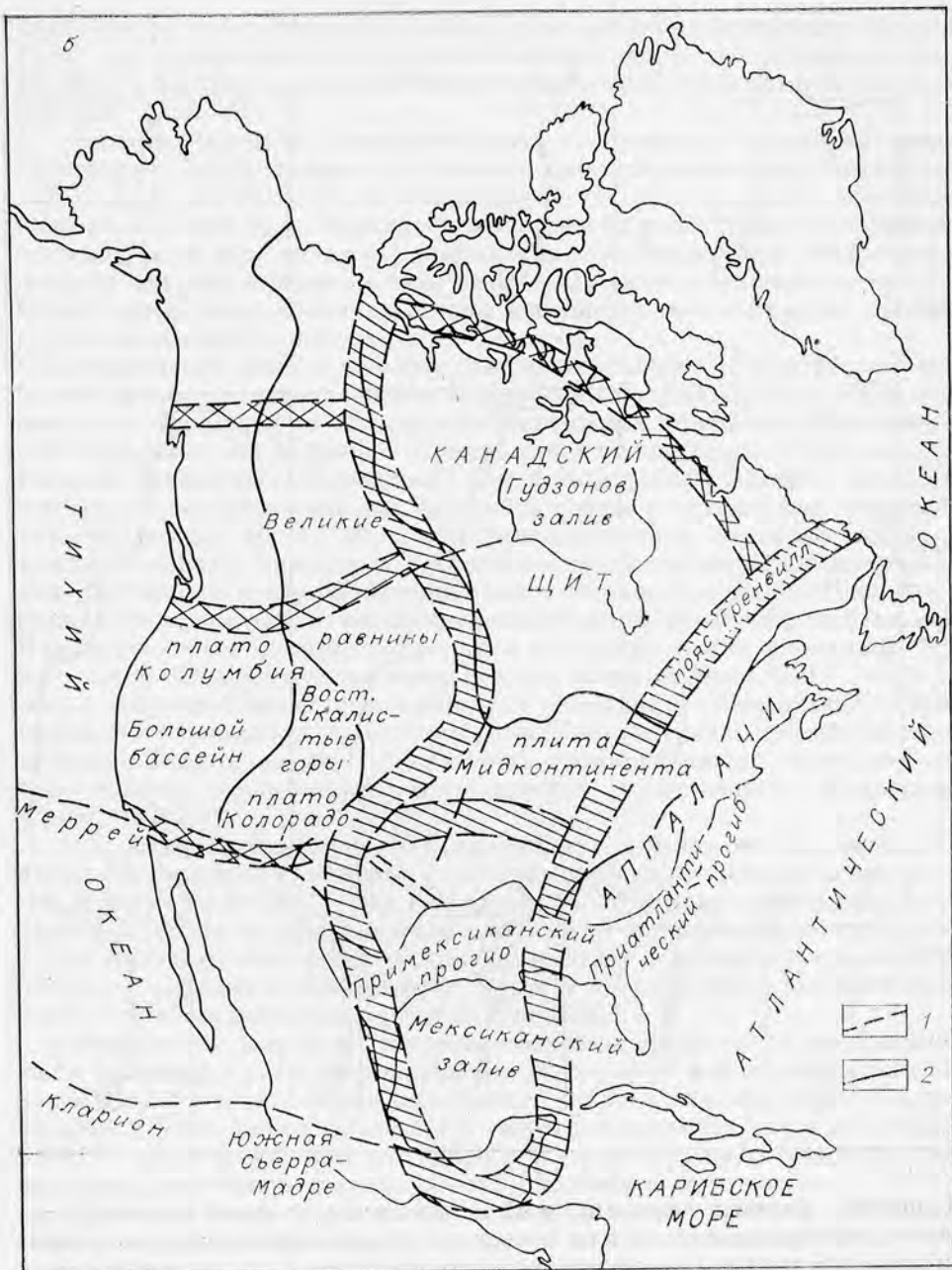


Рис. 1. Схема глубинного расчленения

а — схема районирования по гравитационному полю: 1 — изолинии полного гравитационного
 ми степеней 13—22; 2 — границы крупных сегментов
 б — крупные структурные элементы континента: 1 — крупные
 казана модель по А. Вискену [Wickens, 1974]; III — Канадский Арктический архипелаг (штрих
 нины (модель НВА); V — Запад США, Кордильеры (модель Т-7); VI — Запад США, три моде
 для Великих Равнин, пунктирной — модель для Британской Колумбии, штриховой — модель Ка
 XI — север Мидконтинента, две модели по Н. Бисвасу и Л. Кнопову

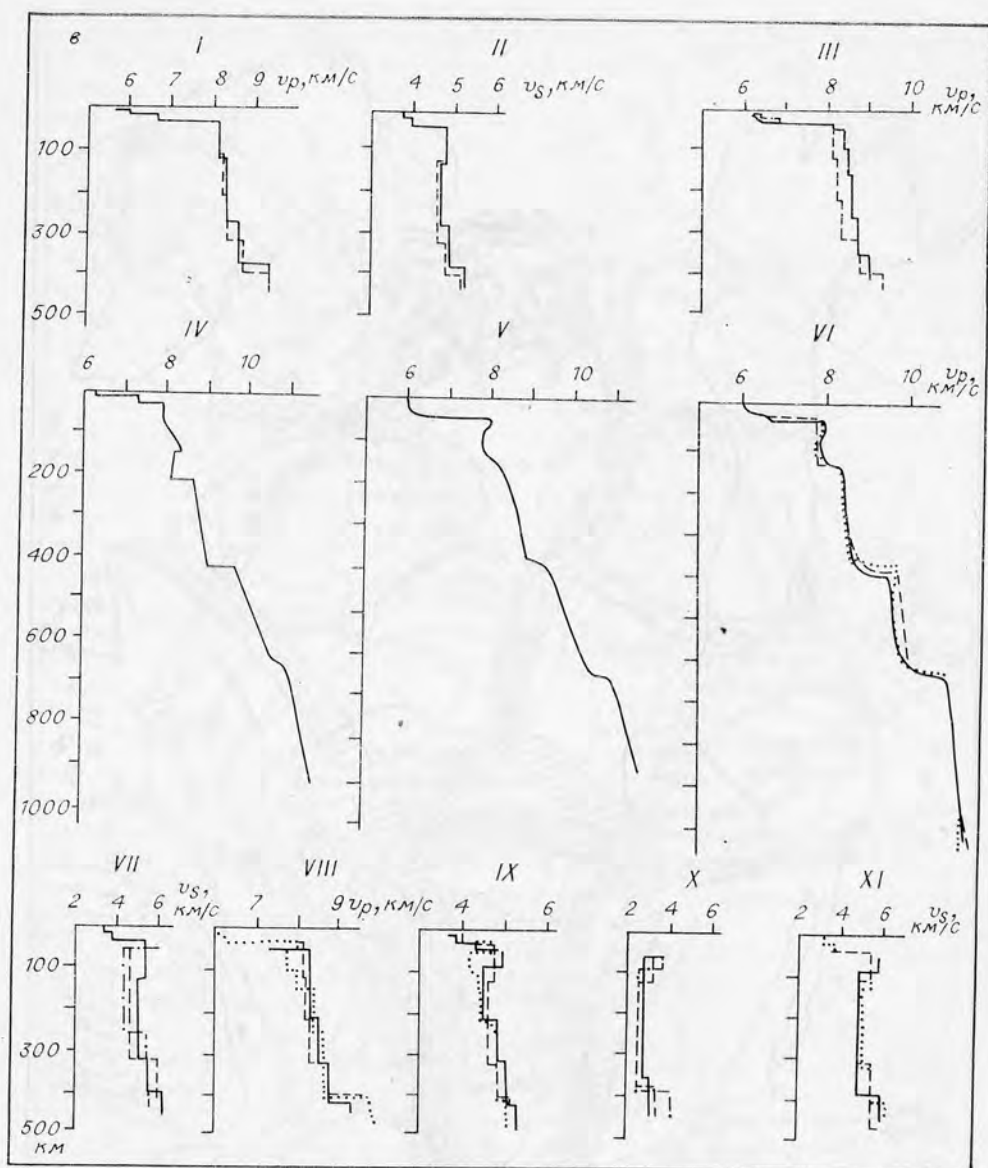
Глобальная аномалия над щитом отражает, видимо, не только большую мощность легких дифференциатов мантии (кора + перидотитовый слой), но также и относительно глубокое положение сейсмических и плотностных границ и, прежде всего, двух главнейших, фиксирующих зону перехода.



Северо-Американского континента.

поля (в свободном воздухе) по К. Вагнеру и др. [Wagner e. a., 1977]; 2 — то же, с коэффициента-
 тектоносферы; 4 — границы более мелких сегментов.
 глубинные разломы; 2 — границы крупных структурных элементов.
 линией показана модель по Д. Брану и Д. Дорману [Brune, Dorman, 1963], сплошной линией по-
 ховой линией показана модель Канадского щита по Д. Дорману; IV — Запад США, Великие Рав-
 нины по К. Аршембо и др. [Archebeau e. a., 1969]; VII — Запад США, Кордильеры, две мо-
 Канадского щита по Д. Дорману; VIII, IX — Запад Канады (сплошной линией показана модель
 надского щита по Д. Дорману; X — юг Мидконтинента, три модели по Н. Висвасу и Л. Кнопову;
 (штриховой линией показана модель Канадского щита по Д. Дорману).

Резкое увеличение скоростей распространения упругих волн и плотности на этих границах обусловлено, по-видимому, фазовыми переходами оливина и пироксена (верхняя граница, 350—450 км) и разложением силикатов на систему окислов (нижняя граница, 650—700 км) [Ringwood, 1976].



Положение фазовых границ должно определяться, с одной стороны, степенью дифференциации мантии в ходе активной стадии, с другой — спецификой эволюции и термодинамическим режимом в пассивную стадию.

Канадский щит имеет континентальную кору мощностью 35—45 км с сокращенным гранито-метаморфическим слоем в восточных и юго-восточных районах. Для этих районов установлены более высокие средние скорости распространения сейсмических волн в коре и высокие скорости в зоне предполагаемой границы Мохо [Berry, 1973].

Ниже границы Мохо отмечено [Brune, Dorman, 1963; Wickens, 1971] три скачка скорости волн P (см. рис. 1, в). Нижний из них соответствует, очевидно, верхней границе слоя Голицына (зоны C по Буллену); скорость волн P достигает здесь значений 9,3 км/с. Скорость волн S в интервале глубин 120—320 км характеризуется очень слабым отрицательным градиентом. На глубине 380—400 км отмечается скачок скорости волн S до 5,1—5,2 км/с, по-видимому фиксирующий верхнюю границу зоны пере-

хода. Северные (Арктический архипелаг) и восточные (провинции Найн и Гренвилл) районы щита, хотя имеют близкую к его центральным частям структуру мантии, характеризуются повышенными скоростями воли P и S (см. рис. 1, e).

Западная граница Канадского щита трассируется по резкой смене характера и напряженности глобального гравитационного поля при переходе к Великим Равнинам и Кордильерам (см. рис. 1, a). В глобальном поле аномальная зона Кордильер включает не только саму складчатую систему, но и всю область Великих Равнин. Кордильеры выделяются повышением напряженности поля на 20—30 мгл по сравнению со щитом. Общее простирание аномальных масс в полном поле совпадает с простиранием складчатой системы.

В поле силы тяжести с коэффициентами степеней 13—22 отчетливо выражена поперечная зональность Кордильер. Положительными аномалиями северо-восточной и субширотной ориентировки отмечаются Кордильеры США и Аляски. Их разделяет отрицательная аномалия над Кордильерами Канады. Южная часть Кордильер США и Кордильеры Мексики располагаются в зоне положительных аномалий северо-западного простирания, которая между 40 и 20° с. ш. разворачивается в сторону океана и между разломами Кларифон и Клишертон следует в широтном направлении. На широте п-ова Калифорния положительная аномалия Кордильер резко обрывается и по гравитационной ступени, расположенной по оси Калифорнийского залива, сопрягается с отрицательной аномалией Тихого океана. Положительная аномалия над Кордильерами США сообщается с широтной зоной положительных аномалий Тихого океана. Отрицательная аномалия над Кордильерами Канады также продолжается в пределы Тихого океана. Зональность гравитационного поля хорошо соответствует поперечной тектонической зональности Кордильер [Ханн, 1971].

Различие в напряженности поля силы тяжести над щитом и Кордильерами обусловлено в основном степенью дифференциации вещества мантии, в целом более низкой под Кордильерами, вследствие чего легкий дифференциат (кора + перидотитовый слой) имеет здесь меньшую мощность, а также специфичкой процессов, происходивших в фанерозое и в первую очередь в мезозойско-кайнозойское время и обусловивших глубокие различия термодинамического режима в мантии.

Рассмотрим подробнее основные сегменты Кордильер. Их большая часть в пределах США формировалась на дорифейской континентальной коре. Верхняя часть разреза дорифейской толщи представлена геосинклинальными формациями, близкими к таковым провинции Черчилл. Встречены и нижнедокембрийские гнейсы и гранито-гнейсы, слагающие, по видимому, внутренние массивы и ядра [Докембрий континентов..., 1976].

Эвгеосинклинальная зона Кордильер, начиная с рифея, характеризовалась циклической сменой эпох прогибаний и осадконакопления эпохами орогенезов, сопровождавшихся складчатостью, региональным метаморфизмом и внедрением магматических тел. В результате к окончанию невадийского и ларамийского орогенезов крупные массивы коры в пределах антиклинорных поднятий были консолидированы внедрением гранитных батолитов (Сьерра-Невада, Береговые хребты, горы Кламат и др.). Эти структуры имеют мощную континентальную кору. Сиклинии эвгеосинклинальной зоны обладают тонкой субконтинентальной корой.

В невадийскую и ларамийскую эпохи произошли существенные трансформации в коре и мантии мнгогеосинклинальной зоны. Они выразились в формировании огромного сводового поднятия, его последующем раскалывании и обрушении с образованием серии рифтовых долин, разделенных узкими длинными хребтами. Тектонические процессы сопровождалась интенсивным магматизмом.

Центральная часть сводового поднятия (Большой Бассейн) совпадает с центром глобального максимума силы тяжести, охватывающего не только всю складчатую систему в пределах этого сегмента, но и большую часть территории Великих Равнин (см. рис. 1, а). Особенно четко эта коромантийная структура фиксируется в гравитационных аномалиях (коэффициенты 13—22) — крупным максимумом северо-восточного простирания, центр которого смещен в область Великих Равнин. Напряженность глобального гравитационного поля над Кордильерами США и прилегающей частью Великих Равнин по сравнению со щитом увеличивается на 60 мгл. Это — несомненное свидетельство глубоких различий в составе и структуре коры и мантии этих регионов, обусловленных главным образом особенностью их эволюции в фанерозое.

В отличие от Канадского щита, имеющего в целом выдержанную характеристику коры, рассматриваемый сегмент Кордильер вместе с прилегающей частью Великих Равнин обладает очень широким спектром коровых структур [Steinhart, Meyer, 1961; Hill, 1972; Хили, Уоррен, 1972; Priestley, Brune, 1979]. В его западной части установлена как мощная (55 км) континентальная кора типа Сьерры-Невады, так и тонкая (20 км) субокеаническая — в Притихоокеанской зоне опусканий. Кроме того, выделяется серия трансформированных разрезов коры, экстремальным членом которой является разрез плато Колумбия со средней скоростью волн $P = 7,0$ км/с вследствие интенсивного насыщения мантийными магмами.

Восточная часть этого сегмента (Скалистые горы, Великие Равнины) характеризуется большими мощностями коры (50—55 км) и высокоскоростной расслоенной нижней ее частью ($v_p = 7,3$ — $7,6$ км/с). Скорости в верхах мантии пониженные — $7,7$ — $7,9$ км/с.

Однако основной вклад в создание глобальных гравитационных аномалий вносит не кора, а мантия. Рассмотрим изменение структуры мантии от Канадского щита к Кордильерам США вдоль длинной оси глобальной гравитационной аномалии (см. рис. 1, в). Существенные различия для волн P относятся к верхней части разрезов, от границы Мохо до 150—200 км. Для щита в этой области глубин установлен положительный градиент скорости (модель Brune, Dogman [1963]). А уже в области Великих Равнин в верхней мантии, в интервале глубин 160—220 км, появляется волноводный канал (модель *HWB* [Wiggins, Helmberger, 1973]). Под Кордильерами (модель *T-7* [Burdick, Helmberger, 1978] и модель Archambeau *с. а.* [1969]) волноводный канал фиксируется на сравнительно небольших глубинах (80—160 км). Верхняя граница зоны перехода в мантии под Кордильерами несколько поднята (380—390 км), особенно по сравнению с моделью *HWB*.

Глубокие различия под щитом и Кордильерами установлены также в скоростях распространения волн S [Biswas, Knopoff, 1974]. Под Кордильерами существует очень мощный волноводный канал с $\Delta v_s = 0,6$ км/с.

Таким образом, анализ глубинной структуры этого сегмента Кордильер показывает, что основные отличия от Канадского щита заключаются в наличии зоны пониженных скоростей волн P и S , а также, возможно, несколько более высоком (20—50 км) положении верхней границы зоны перехода в мантии.

Сопоставление сейсмологических данных с данными глобального гравитационного поля позволяет высказать следующие предположения:

1) понижения скоростей волн P и S , которые обычно объясняются частичным плавлением мантии, не сопровождаются существенным понижением плотности в ее аномальной области, так как рассматриваемый тектонически подвижный сегмент, судя по полю силы тяжести, характеризуется избыточной плотностью относительно Канадского щита;

2) возможный подъем фазовой границы, фиксирующей кровлю зоны перехода, обеспечивает очень большую избыточную плотность, которая может компенсировать некоторое понижение плотности в зоне частичного расплавления мантии;

3) высокая активность глубинных процессов в рассматриваемом регионе обуславливает подъем геоизотерм, вследствие чего в верхней мантии и нижней коре могут происходить метаморфические преобразования, расширяющие область железистых составов (Fe-оливинов, Fe-пироксенов и др. [Перчук, 1973]), что приводит к увеличению плотности при одновременном снижении скоростей упругих волн [Adams, 1931; Берч, 1972];

4) следует учитывать также неоднократные орогенические воздымания этой территории, в результате которых на высокие гипсометрические уровни выводились плотные комплексы, а также высокую степень насыщения земной коры базальтами.

Ведущим в создании избытка плотности в пределах рассматриваемой коромантийной структуры, по-видимому, является эффект подъема фазовых границ, фиксирующих зону перехода в мантии, на глубинах 350—400 и 500—650 км. Именно эти уровни указываются как возможные глубины источников большей части глобальных гравитационных аномалий [Khan, 1977]. Подъем фазовых границ мог быть обусловлен экстремально высокими температурами и давлениями, созданными в мантии невадийским и особенно ларамийским импульсами активности.

Косвенным подтверждением этой мысли является резкое снижение напряженности поля силы тяжести в пределах сегмента Кордильер Канады, для которого интенсивность невадийско-ларамийских орогенических процессов несравненно ниже, нежели для Кордильер США. Более глубоко (420 км) фиксируется здесь и верхняя граница зоны перехода.

Кордильеры Аляски характеризуются положительной гравитационной аномалией, центр которой лежит над областью максимальной тектонической активности в кайнозойскую эпоху. Природа аномалии над Кордильерами Аляски очень близка, если не идентична, природе аномалии над Кордильерами США. Такую же природу имеет и положительная аномалия над Кордильерами Мексики. Центр аномалии в полном поле силы тяжести приурочен здесь к зоне максимальной современной тектоно-магматической активности (к Мексиканскому вулканическому поясу). Положительные гравитационные аномалии (коэффициенты 13—22), пересекающие меридиональную структуру Кордильер, принадлежат поясам субширотных аномалий океана, ограниченными крупными разломами (Кларифон, Клипerton и др.).

В особенностях глобального поля резко выделяется отрицательная аномалия в южной части плиты Мидконтинента. По типу мезозойского и кайнозойского развития эта область диаметрально противоположна Кордильерам США и Мексики. В эти периоды здесь преобладали опускания и осадконакопление. Осадочная толща, имеющая возрастную диапозон от верхнего палеозоя до кайнозоя, формировалась на палеозойском (герцинском) складчатом фундаменте [Хайн, 1971]. Структура мантии в этой области [Biswas, Knoroff, 1974] резко отлична от структуры мантии под Канадским щитом (см. рис. 1, а) прежде всего существенным уменьшением скоростей волн S ($\Delta v_s = 0,4-0,6$ км/с), а также более низкими в целом по разрезу их значениями ($v_s = 4,3$ км/с от 80 до 370—400 км).

Граница между типами мантии, характерными для щита и юга Мидконтинента (см. рис. 1, а, б), проходит приблизительно через поднятие Озарк и южную часть бассейна Иллинойс, где ей соответствует система субширотных разломов. Область, прилегающая с юга к Великим озерам, по типу мантии близка к Канадскому щиту.

Глобальная отрицательная гравитационная аномалия, прежде всего, связана со спецификой состава мантии, а также, возможно, и новейших

процессов в ней, свидетельством чего является отчетливо выраженный волноводный канал по S -волнам и аномально низкие в целом значения скоростей последних по всему изученному разрезу. Следует также учитывать мощную кору (50 км) с малой средней плотностью (мощная толща осадков, покоящихся на слабодифференцированной метаморфической палеозойской коре). Природа разуплотнения мантии под южной частью Мидконтинента достаточно сложна, если учесть общую нисходящую тенденцию в развитии данного сегмента и присущий ему низкий тепловой поток.

Краяевая (приатлантическая) часть Северо-Американского материка по типу мантии близка к щиту; отличается от него несколько более высокой средней скоростью упругих волн, что вполне объяснимо влиянием новейших процессов, происходящих в мантии Атлантического океана.

АВСТРАЛИЯ

Австралийский континент можно грубо разделить на три области, различающиеся по особенностям развития в раннем докембрии и позднем докембрии — фанерозое: запад-северо-западную, центральную и восточную. Первая характеризуется древней континентальной корой, в составе которой выделяются массивы (Йилгарн и Пилбара), практически не деформированные с момента консолидации (2,7—2,5 млрд. лет [Борукаев, 1976; Glikson, Lambert, 1976]). В современном эрозионном срезе эти массивы представлены сочетанием гранито-гнейсовых и мигматитовых формаций с древнейшими зеленокаменными и метаосадочными образованиями. Другой тип массивов, называемых «протерозойскими платформами» (Кимберли, Стерт, Арнем и др.), объединяет участки древней коры, закрытые платформенным чехлом.

Протерозойские мобильные пояса, разделяющие древнейшие блоки, по сейсмической структуре [Mathur, 1976; Dooley, 1976] слабо отличаются от последних. Судя по геологическим данным, они сформированы на раннедокембрийском субстрате, испытавшем активную гранитизацию в антиклинальных зонах и накопление геосинклинальных осадков — в синклинальных.

Центральная часть континента отличается большим разнообразием структур верхней части коры — чередованием блоков, сложенных глубокометаморфизованными древнейшими комплексами, и глубоких прогибов-авлакогенов, выполненных миогеосинклинальными толщами аделаидия. Геофизические данные позволяют предполагать наличие под чехлом внутренних массивов, разделенных складчатыми поясами ранне-среднепротерозойского возраста [Витте, 1980].

Не вызывает сомнения, что в этой области кора была сформирована одновременно с корой западной части континента. Однако после своего формирования, в отличие от последнего, она неоднократно претерпевала значительные структурно-вещественные трансформации как в раннем — среднем, так и в позднем протерозое (аделаидии). Об этом свидетельствует глубокая переработка древнейших супракрустальных комплексов блоков Масгрейв и Аранта, выразившаяся не только в омоложении гранулитовых пород, но и в формировании молодых гранитоидных комплексов.

Восточная часть континента (Тасманская складчатая область) резко отлична по типу эволюции от двух предыдущих. Ее слагает кора, начало формирования которой относится к среднему и позднему протерозою. Процессы разделения вещества по составу и плотности прошли здесь очень слабо и неравномерно; в фундаменте практически нет высокогранитизированных крупных массивов. В современную эпоху эта область характеризуется высокой тектонической активностью.

По особенностям глобального гравитационного поля континент можно разделить на две части (рис. 2). Центральная часть юга континента располагается в зоне глобальной отрицательной аномалии с центром в Индийском океане. Дугообразно огибающая ее полоса северной, северо-восточной и восточной частей континента относится к области положительной аномалии силы тяжести юго-запада Тихого океана с центром в районе Зондского архипелага (см. рис. 2, *a*). В этой связи следует заметить, что глобальная отрицательная аномалия Индийского океана пространственно совпадает с крупными океаническими котловинами, формирование которых, очевидно, связано с новейшими очень глубинными процессами в мантии. Возможно, что образование мощного чехла неоген-четвертичных осадков центральной части юга континента генетически связано с процессами, протекающими в Индийском океане. Что же касается глобальной системы положительных аномалий юго-запада Тихого океана, край которой охватывает северную и восточную части Австралийского континента, то центр ее пространственно совпадает с современными орогенческими поднятиями Зондского архипелага. Новейшие поднятия характеризуют и северо-восточную и восточную части Австралии.

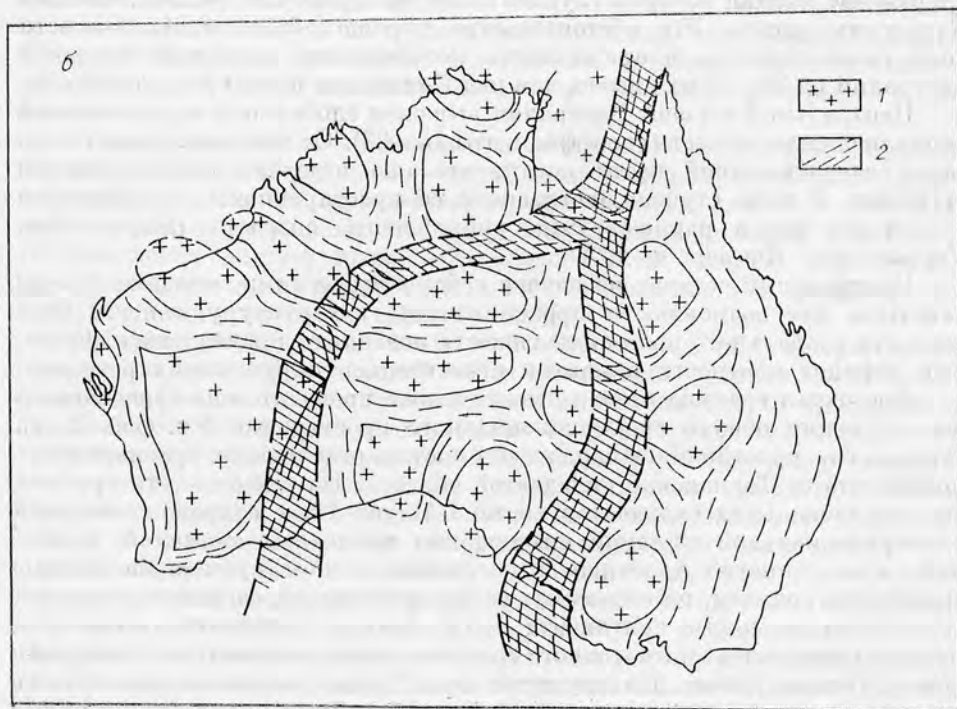
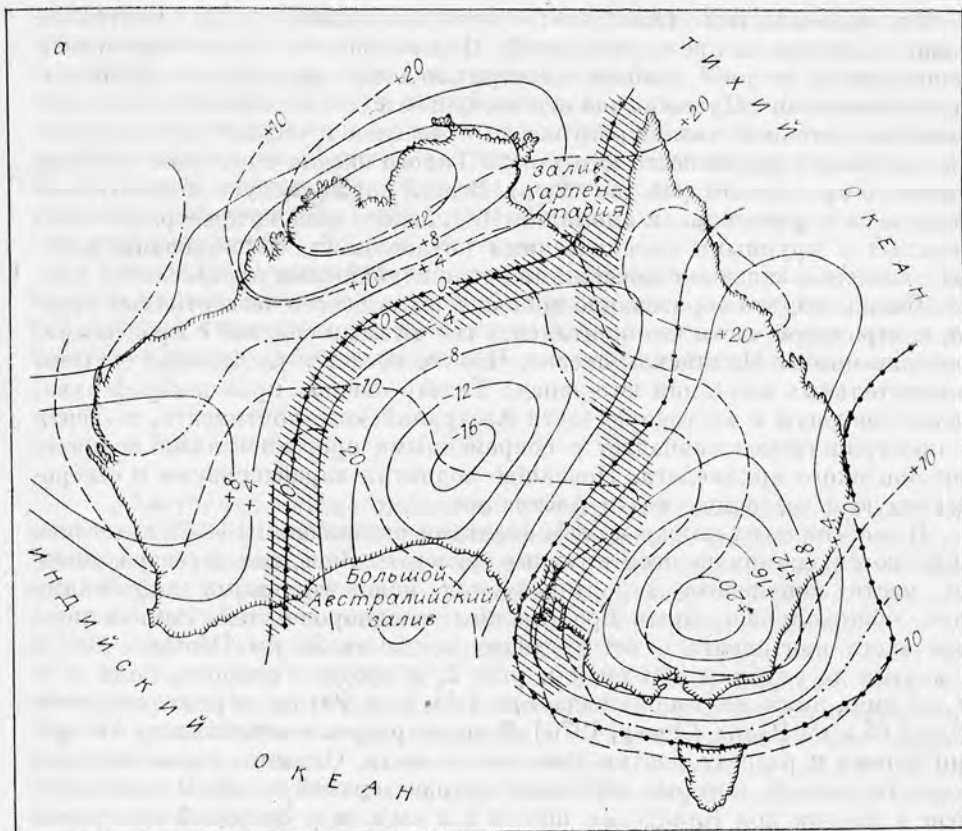
В особенностях поля с коэффициентами разложения 13—22 отчетливо выделяются упоминавшиеся крупные сегменты. Западная и северо-западная части континента характеризуются положительными значениями поля, общим субширотным простиранием неоднородностей. Земная кора этой части континента имеет среднюю мощность 35 км [Mathur, 1976]. В мантии до глубины 300 км (см. рис. 2, *в*) средняя скорость волн $S = 4,6$ км/с, ниже 300 км она падает до 4,45, а на 400 км — резко возрастает до 5,65 км/с [Gonz, Cleary, 1976]. В целом разрез мантии запада Австралии близок к разрезу мантии Канадского щита. Отличны лишь значения скорости волн S , которые достигают вблизи верхней границы зоны перехода в мантии под Канадским щитом 5,2 км/с, а в Западной Австралии 5,7 км/с. Можно, таким образом, предполагать существенно большее уплотнение мантии на этих глубинах под Западной Австралией, чем под Канадским щитом. Это обстоятельство хорошо объясняет особенности поля силы тяжести, напряженность которого над массивом Западной Австралии на 20—30 мгл выше, чем над Канадским щитом (см. рис. 1 и 2).

Центральный сегмент Австралии выражен глобальной отрицательной аномалией силы тяжести (коэффициенты 13—22). От положительного поля запад-северо-западной части континента она отделена гравитационной ступенью. В зоне ступени, согласно с ее простиранием, располагаются складчатые пояса ранне-среднекембрийского возраста (Маунт-Айза, Уоррамунга, Фрезер и др.).

Центральный сегмент не изучен сейсмологическими методами, следовательно, нет возможности проанализировать структуру мантии. Особенности глобального поля силы тяжести позволяют предполагать некоторый дефицит плотности в мантии относительно окружающих регионов.

Восточная граница этого сегмента также проводится по гравитационным ступеням общего субмеридионального простирания (см. рис. 2, *a*), согласно с простиранием складчатых систем, отделяющих древнюю часть континента от Тасманской складчатой области. На севере — это крупная субмеридиональная складчатая система Маунт-Айза, сопровождающаяся субмеридиональной системой интенсивных магнитных аномалий. В южной части — прогиб Аделаида и согласные с ним субмеридиональные складчатые системы, по-видимому, ранне-среднепротерозойского возраста.

Восточная часть континента — Тасманская складчатая область — располагается в зоне интенсивного гравитационного максимума с центром в Новом Южном Уэльсе. По структуре коры Тасманская складчатая область отличается от западных и центральных районов более низкими значениями скорости упругих волн и большим перепадом скорости на границе Мохо.



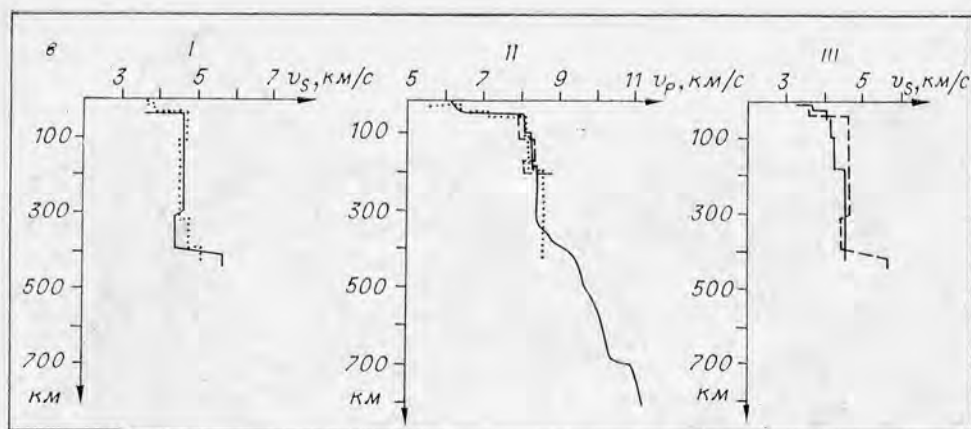


Рис. 2. Схема глубинного расчленения Австралийского континента.

a — схема районирования по гравитационному полю. Усл. обозн. см. на рис. 1.
б — крупные структурные элементы континента: 1 — раннедокембрийские массивы; 2 — складчатые пояса. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.
в — графики зависимости скорость — глубина для мантии: I — Западная Австралия (пунктиром показана модель Канадского щита по Д. Дорману [Brune, Dorman, 1963]; II — Восточная Австралия (сплошной линией показана модель для Северо-Восточной Австралии, пунктирной — для Восточной, штриховой — для Юго-Восточной Австралии); III — сопоставление моделей мантии Западной (штриховая линия) и Восточной (сплошная) Австралии.

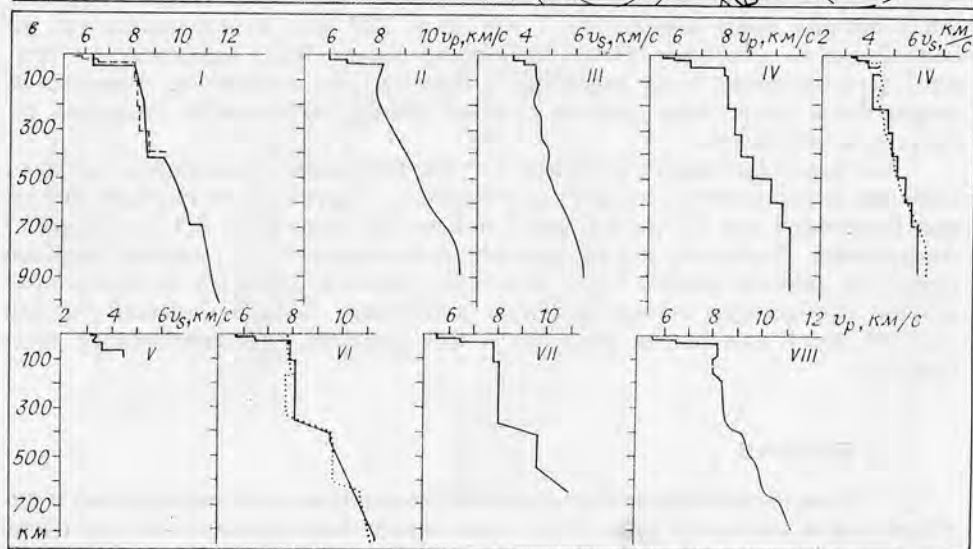
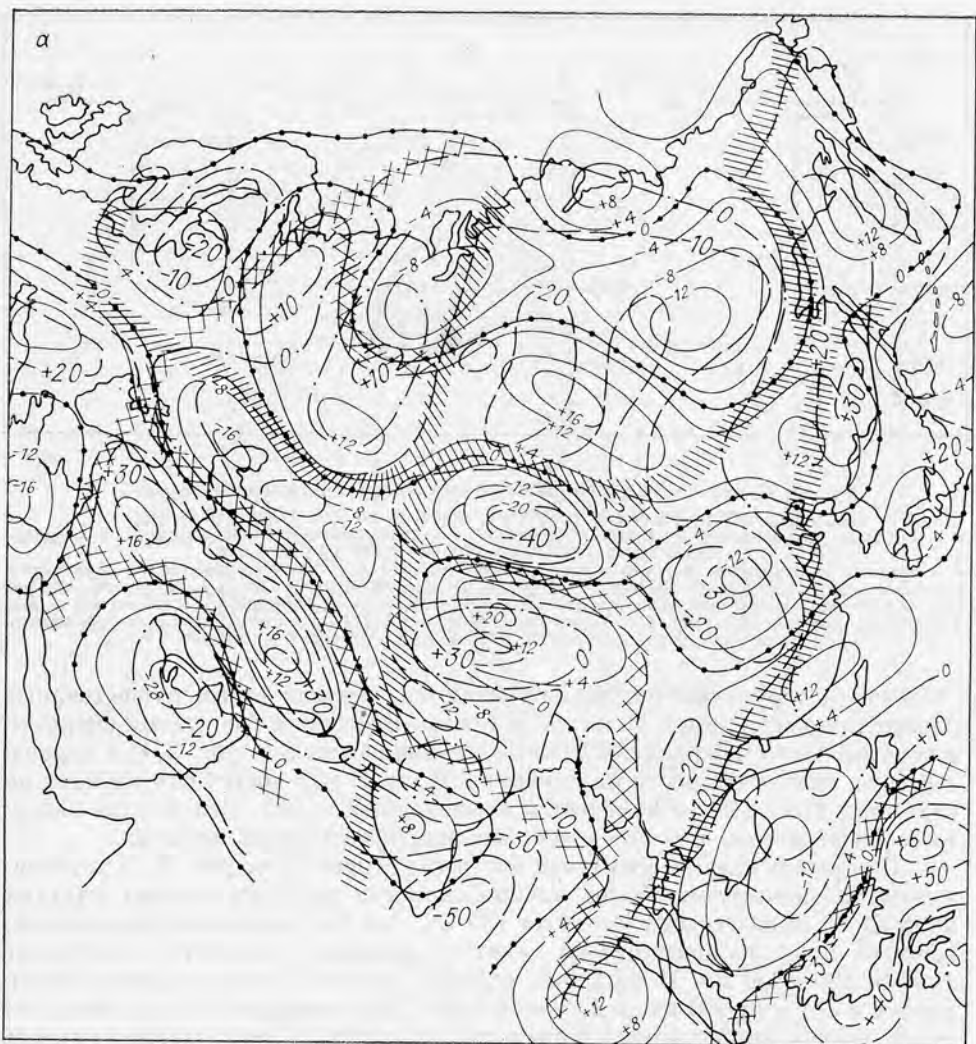
Отлична и структура мантии. Отмечаются, прежде всего, существенные различия внутри самой области. В Северо-Восточной Австралии скорости в верхней части мантии (до 220 км) несколько выше (см. рис. 2, *в*) и хорошо выражен скачок скорости на глубине 220 км. В юго-восточных районах на глубинах 170—210 км отмечается волноводный канал. Эти данные свидетельствуют о том, что здесь верхняя мантия наиболее активна.

В верхней мантии восточной части континента (см. рис. 2, *в*) устанавливаются значительно более низкие скорости распространения упругих волн от 35 (поверхность Мохо) до 180 км, чем для запад-северо-западной. Следует обратить внимание на характер поведения скорости в интервале глубин 300—450 км. В западных районах резкий скачок скорости фиксируется в области 400 км, в то время как в восточной части континента нет резко выраженной границы изменения скорости, а возрастание скорости сейсмических волн начинается с глубины 320 км и продолжается до 530 км, где $v_p \approx 10$ км/с. Отсутствие резко выраженных сейсмических границ, фиксирующих зону перехода в мантии, под Восточной Австралией может быть следствием низкой степени дифференциации ее вещества по составу и плотности.

Для интерпретации глобального гравитационного максимума большое значение имеет скачок скорости и, возможно, плотности на глубине 210 км под Восточной (от 8,1 до 8,6 км/с) и Юго-Восточной (от 8,1 до 8,8 км/с) Австралией. Вероятно, резкое изменение химического состава или фазовые переходы обуславливают здесь скачок плотности, который частично объясняет глобальную положительную аномалию. Самый большой скачок (до 8,8 км/с) как раз и отмечается над центром гравитационного максимума.

ЕВРАЗИЯ

В глобальном поле силы тяжести по особенностям морфологии и интенсивности аномалий (рис. 3) материк может быть разделен на два очень крупных сегмента: Северный и Южный. Граница между ними проходит по системе субширотных ступеней, приблизительно через середину кон-



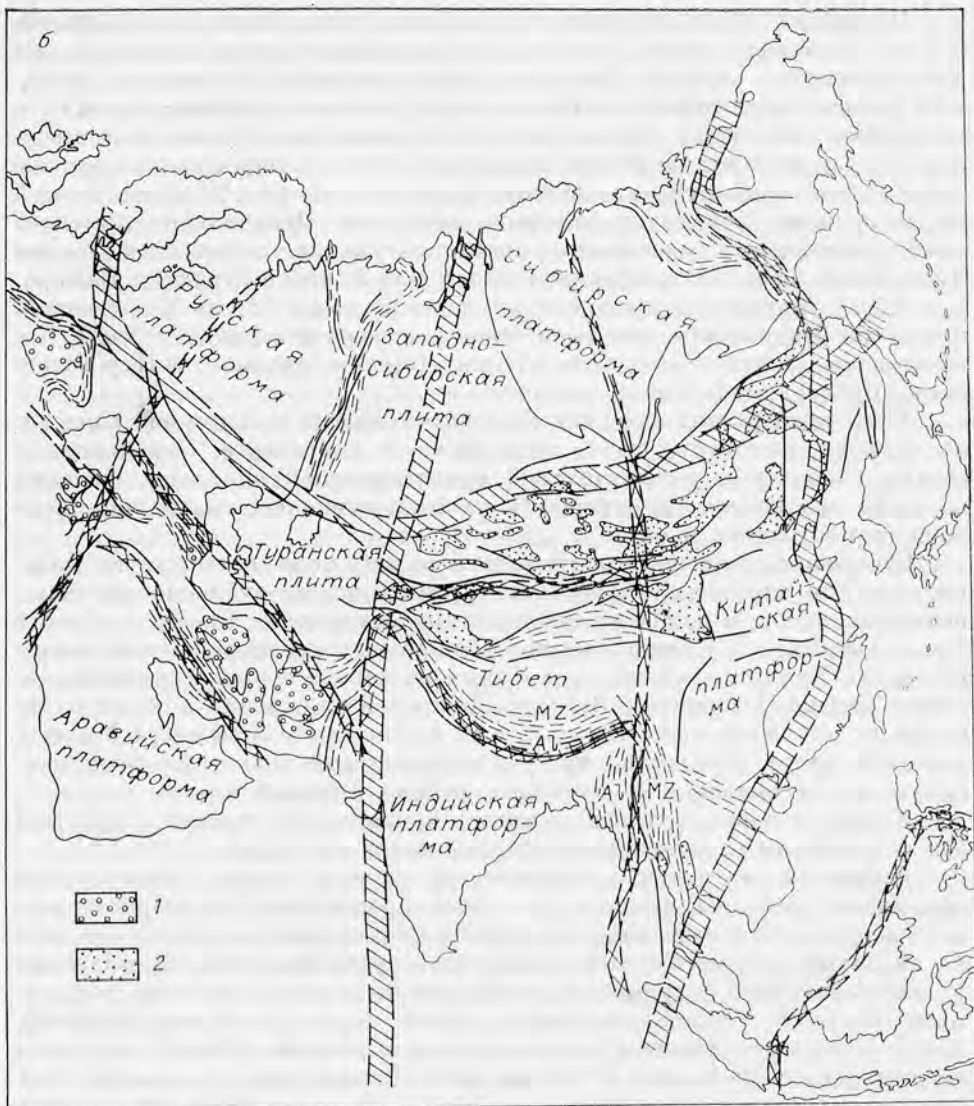


Рис. 3. Схема глубинного расчленения Евразийского континента.

а — схема районирования по гравитационному полю. Усл. обозн. см. на рис. 1.
 б — крупные структурные элементы континента: 1 — межгорные впадины Альпийского пояса; 2 — наложенные впадины тихоокеанского типа и межгорные впадины Центральной Азии. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.
 в — графики зависимости скорость — глубина для мантии: I — Фенноскандия и европейская часть СССР (штриховой линией показана модель Канадского щита по Д. Дорману [Brune, Dogman, 1963]); II, III — внеальпийская часть Западной Европы; IV — Альпы (пунктиром показана модель для внеальпийской части Западной Европы); V — Тибет; VI — Гималаи (пунктиром показана модель мантии среднего хребта Индийского океана); VII — Гиндукуш; VIII — Японо-Курильский регион.

тинента. Северный сегмент характеризуется очень слабой контрастностью поля, малыми градиентами и субмеридиональной ориентировкой аномалий в полном поле. В Южном сегменте аномалии и аномальные зоны ориентированы преимущественно субширотно, поле отличается резкой дифференцированностью и контрастностью, очень большими градиентами. Северный сегмент в целом отвечает относительно стабильной части континента, в то время как Южный представляет собой область почти повсеместного проявления новейших орогенических процессов.

Несколько менее отчетливо по особенностям полного поля силы тяжести континент можно разделить субмеридиональными зонами на три неравнозначных региона: Западный, Центральный и Восточный. Западный регион, характеризующийся в целом положительными значениями гравитационного поля, отделяется от Центрального особенно четко в южной части континента по резкой смене морфологии полного поля и наличию субмеридиональных гравитационных ступеней (см. рис. 3, а, б). В этой части граница фиксирует западное окончание Центрально-Азиатского эпиплатформенного орогенного пояса, затухание складчатых систем Тянь-Шаня, разворот в меридиональном направлении структур Памира.

К югу эта граница продолжается через пустыню Тар на Мальдивский архипелаг Индийского океана; к северу — через центральную часть Казахстана в Западно-Сибирскую равнину (приблизительно по Пур-Тазовскому субмеридиональному разлому).

Восточный регион выражен линейными зонами максимумов поля силы тяжести, вытянутых вдоль краевой части континента. Они являются частью глобальной положительной гравитационной аномалии западной части Тихого океана. Структурно Восточный регион охватывает зону перехода от континента к океану.

Северо-западной части континента в полном поле соответствуют малоинтенсивные аномалии, отражающие существование субмеридиональных неоднородностей; в поле с коэффициентами разложения 13—22, в области Урала, отмечается существование субширотных неоднородностей; северная часть Уральской складчатой системы вместе с прилегающими районами Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит лежит в области глобального минимума силы тяжести, в то время как южной части Урала и западной части Казахстана присущ субширотный гравитационный максимум, захватывающий и восточные районы Русской плиты.

Южные районы Балтийского щита и прилегающие участки платформы лежат в области глобального гравитационного минимума.

Аномалия в целом соответствует массиву коры, окончательно сформированной свекофенно-карельскими процессами. Они характеризовались исключительно широким гранитообразованием, вследствие чего на поверхности современного эрозионного среза абсолютно преобладают гранито-гнейсовые и гранитоидные формации с очень широким возрастным спектром. Средняя мощность земной коры 35—40 км [Sellevoll, 1973], мощность условно-гранитного слоя изменчива (10—20 км), но в среднем достаточно велика [Penttilä, 1972]. Распределение скорости в мантии под рассматриваемым массивом [King, Calcagnile, 1976] очень близко к таковому под Канадским щитом (см. рис. 3, в), что можно рассматривать как аргумент в пользу сходства эволюции этих структур.

В целом же Балтийскому щиту, как и рассмотренным выше Канадскому и Западно-Австралийскому, свойственна высокая латеральная гомогенизация вещества на коровых и, по-видимому, на верхнемантийных уровнях, четкое разделение в скоростном разрезе комплексов верхней мантии (до глубины 400—420 км), фиксирующихся резким увеличением градиента скорости. Более глубокое положение верхней границы зоны перехода в мантии под Балтийским щитом, вероятно, является следствием, с одной стороны, более поздней консолидации этой структуры (более высокая степень дифференциации мантии), с другой — более слабой денудации древней коры массива.

Восточная часть Русской плиты отличается глубокой денудацией древней коры по сравнению с центральными районами щита. Напряженность и характер поля силы тяжести над этой частью плиты и прилегающими районами Урала (включая его восточный погребенный склон) практически идентичны. Эти области объединяет также высокоскоростной характер разреза коры [Глубинное сейсмическое..., 1962; Халевин, 1976].

Эти факты, как и многие другие, свидетельствуют в пользу гипотезы развития складчатой системы Урала на раздробленной и в различной степени денудированной дорифейской континентальной коре.

В аномальном поле с коэффициентами 13—22 Уральский пояс разделяется на северную и южную части, характеризующиеся соответственно минимумом и максимумом (захватывающим и Западный Казахстан) поля силы тяжести. Различия в геофизической характеристике этих частей Урала отражают различную степень их позднепалеозойской орогенной переработки: максимальную — на юге, минимальную — на севере.

В пределах Западно-Европейской эпигерцинской платформы напряженность полного поля силы тяжести увеличена относительно Балтийского щита. Процесс формирования гранито-метаморфического слоя протекал в ходе позднепротерозойско-палеозойских орогеней и локализовывался в основном в пределах Молданубского пояса [Обуэн, 1967]. Именно в этих частях сейчас и отмечаются максимальные (40—45 км) мощности земной коры. В пределах Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингенской зон кора сложена мощными геосинклинальными толщами палеозоя, слабо затронутыми или не затронутыми процессами регионального метаморфизма и гранитизации [Тектоника Евразии, 1966]. Эти толщи формировались, по-видимому, на метаморфическом и также негранитизированном преимущественно верхнепротерозойском основании. В последующей истории они продолжали испытывать нисходящие движения, сформировавшие здесь обширные синеклизы и глубокие впадины (Северо-Германская, Аквитанская). Кора под этими структурами имеет малую мощность (25—30 км), особенно под областями прогибов рифтового типа [Giese e. a., 1973].

Таким образом, для массива молодых платформ характерна резко выраженная латеральная изменчивость состава, структуры и мощности земной коры. Анализ разрезов мантии Западной Европы (вне зоны Альп) [Nolet, 1977] показывает резкие отличия распределения скоростей в ней по сравнению с теми, которые имеют место под массивами дорифейских щитов (см. рис. 3, а). Прежде всего это слабо выраженная стратификация мантии; раздел на глубине 400 км, резко выраженный в мантии щитов, здесь в волнах *P* практически не проявляется; в волнах *S* фиксируется очень слабо зона повышенного градиента на глубине 360 км. Низкоскоростной канал в интервалах глубин приблизительно 120-250 км имеет плавные переходы к более высокоскоростным комплексам кровли и основания. Отсутствие четко выраженных особенностей в мантии Западной Европы (зоны резкого увеличения градиента скорости) можно рассматривать как свидетельство более слабой дифференциации вещества мантии по составу и физическим свойствам, чем это имеет место под дорифейскими щитами.

В юго-западной части континента в глобальном поле силы тяжести четко выделяются две линейные зоны аномалий северо-западного простирания, разделенные интенсивной гравитационной ступенью. Северная линейная зона отрицательных аномалий силы тяжести захватывает область Прикаспийской впадины, протягиваясь на юго-восток в область Туранской плиты. Зона резко обрывается на юго-востоке, по субмеридиональной гравитационной ступени контактируя с аномалиями Центрально-Азиатского пояса. Вся зона представляет собой блок дорифейской коры, переработанной (кроме Прикаспийской впадины) в фанерозое геосинклинально-орогенными процессами. Гетерогенный массив коры в последующем, в ходе позднепалеозойско-мезозойского (для Прикаспийской впадины рифейско-палеозойского) и альпийского развития, был очень сильно деформирован с образованием крупных и глубоких синеклиз. Максимальная мощность осадков установлена в Прикаспийской впадине—22 км. Резкое погружение этой структуры отмечается в верхнем палеозое; на киммерийском и альпийском этапах она продолжала испытывать погружение.

Очень сильные дифференцированные движения характеризуют позднегерцинский и альпийский этапы развития Туранской плиты, где формировались глубокие впадины и прогибы, разделенные поднятиями.

Земная кора в пределах рассматриваемой структурной зоны отличается исключительной гетерогенностью. На очень малых расстояниях мощность коры меняется от 55 до 30 км; глубокометаморфизованные дорифейские комплексы массивов сменяются по латерали неметаморфизованными альпийскими толщами. Такие различия — свидетельство глубокой деструкции дорифейской коры как в период геосинклинально-орогенного палеозойского развития, так в основном и в период позднегерцинских и альпийских опусканий, синхронных с поднятиями соседнего Альпийского складчатого пояса.

Альпийский складчатый пояс в глобальном поле силы тяжести выражен максимумами, группирующимися в линейную зону северо-западного простирания, сопряженную с рассмотренной выше зоной минимумов.

Обращает на себя внимание четкая приуроченность альпийских орогенов (Альпы, Карпаты, Кавказ, Копетдаг, Загрос) к зонам гравитационных ступеней, разделяющих аномальные зоны разного знака. К центральным частям положительной аномальной зоны тяготеют крупные межгорные впадины, развивающиеся [Тектоника Евразии, 1966] на срединных массивах верхнепротерозойско-палеозойской консолидации.

Учитывая геологическую историю Альпийского пояса, можно предположить, что положительная гравитационная аномалия связана с процессами его орогенного воздымания. Поскольку центр аномалии соответствует максимальному эффекту процесса, логично считать, что центр сводового поднятия совпадал с центром аномалии до своего обрушения и формирования межгорных впадин.

Этот очень крупный свод с севера и юга граничит с областями опусканий, подчеркнутыми линейными глобальными минимумами (см. рис. 3, а). С севера — это Прикаспийско-Туранская область преобладающих опусканий, с юга — область прогибаний Персидского залива и Средиземного моря. Альпийский ороген и окружающие его области опусканий — соизмеримые по размерам очень крупные молодые структуры, формирование которых, по-видимому, связано с существованием в мантии систем восходящих и нисходящих потоков.

Альпийские орогенные пояса расположены в пограничной области, в зоне влияния двух противоположно направленных мантийных импульсов. Этим обусловлена высокая здесь проникаемость литосферы и высокая концентрация мантийной энергии. Такая тектоническая позиция определяла растяжение, раскалывание и интенсивное прогибание этих зон, их последующее сжатие и орогенез.

Сейсмологическими методами изучены, к сожалению, лишь фрагменты Альпийского пояса (орогенные пояса), что не дает возможности проследить характер взаимоотношений глубинной структуры краевых частей пояса (орогенов) и его внутренней зоны, занятой в настоящее время межгорными впадинами.

В мантии под Альпами [Кнорoff и др., 1966] по волнам S отмечается существование мощного волновидного слоя в интервале глубин 80—220 км ($\Delta v_s = 0,3$ км/с) (см. рис. 3, в). На этих же глубинах скорость волн P имеет постоянное значение — 8,2 км/с. Ниже 220 км скорости волн обоих типов возрастают, достигая на глубине около 400 км значений 9,25 и 5,15 км/с. В изученном глубинном интервале максимальные значения $v_p = 10,8$ и $v_s = 6,0$ км/с достигаются на уровне 700 км.

Распределение скорости в мантии под Альпами близко к таковому под Западной Европой (см. рис. 3, в). Этот факт свидетельствует о близости доальпийской эволюции Альпийского сегмента и Северо-Западной Евро-

ны. Следствием альпийских и новейших процессов является мощный волноводный канал в верхней мантии под Альпами.

Вся Азия, за исключением крайней восточной части, располагается в области отрицательных превышений геоида над эллипсоидом, которые достигают максимума (-105 м) в северной части Индийского океана. Еще два максимума меньшей интенсивности фиксируются над Тибетом (-33 м) и над системой впадин, разделяющих Монгольский Алтай и Тянь-Шань (-58 м).

В глобальном поле силы тяжести Азиатская отрицательная аномалия осложнена крупным интенсивным максимумом с центром в Тибете и сопряженным с ним глубоким минимумом, центр которого охватывает Северный Тянь-Шань и прилегающие к нему с севера впадины.

Тибетский максимум пространственно совпадает с предполагаемым крупным массивом докембрийской коры, по периферии которого развиты более молодые складчатые системы. Альпийский и новейшие процессы проявились здесь формированием огромного по размерам и интенсивности поднятия, с максимальным воздыманием в краевых частях, где сформировались высочайшие орогены мира — Гималаи и Кунь-Лунь. Положение их в поле силы тяжести аналогично рассмотренным выше альпийским орогенам, они также тяготеют к зонам крупных гравитационных ступеней, разделяющим аномалии разного знака. В сущности, вся область гравитационного максимума, охватывающая Тибет, Гималаи, Памир, Кунь-Лунь, вероятно, представляет собой огромное изометричное сводовое поднятие массива докембрийской коры. Краевые части этого поднятия — складчатые пояса — представляют, по существу, участки интенсивной деструкции жесткой древней коры с образованием системы горстов и разделяющих их узких прогибов.

Характерной чертой сейсмологических разрезов мантии (см. рис. 3, в) Гималай-Гиндукушского сектора являются [Ram, Mercu, 1977]: низкие значения скорости волн P , выдерживающиеся в очень значительном глубинном интервале (115—360 км); очень высокий градиент изменения скорости, фиксирующий верхнюю границу зоны перехода в мантии, на глубинах 360—365 км. Так ведут себя скорости в мантии краевой части новейшего сводового поднятия. К сожалению, его центральная часть — Тибет — изучена только до глубины 100 км. Здесь, на глубине 70 км, фиксируется очень резкий скоростной скачок; для волн S на 0,8—0,9 км/с. Такого скачка не наблюдается в разрезах Гиндукуша и Гималаев.

Из анализа сейсмологических разрезов Гималаев, Гиндукуша и Тибета можно сделать следующие выводы. Наличие резко выраженной зоны перехода в мантии сближает эти районы с областями дорифейской коры. Высокое положение верхней границы зоны перехода и значительно более резкий скоростной скачок могут быть следствием специфики термодинамического режима в мантии под этими областями, резко отличного от режима под стабильными массивами дорифейской коры. Это, прежде всего, очень высокий тепловой поток, обуславливающий аномальные температуры в мантии, а во-вторых, высокая флюидная активность мантии этих участков, возможно обуславливающая наличие «флюидного сверхдавления».

По особенностям скоростной структуры мантии, прежде всего величине градиента скорости в области верхней границы зоны перехода, рассматриваемые структуры имеют определенное сходство со срединно-океаническими хребтами (см. рис. 3, в). Под последними также отмечается очень высокое (330 км) положение верхней границы зоны перехода и очень резкий (7,75—9,65 км/с) скачок скорости. По-видимому, необычно высокий градиент скорости, фиксирующий верхнюю границу зоны перехода как в области Гиндукуша—Гималаев, так и в области срединно-океанического хребта, есть прежде всего функция аномальных PT -условий, связанных с высокой концентрацией мантийной энергии в подобных зонах.

Несомненно, область Тибета—Гималаев—Куинь-Луия—Памира является по всем показателям эпицентром активности Азиатского материка. Специфика процессов в этой его части, а также характер глобального гравитационного поля позволяют сделать заключение о наличии восходящего импульса в мантии под этими регионами.

Севернее Тибетского максимума располагается столь же обширный глобальный минимум поля силы тяжести, охватывающий области Тянь-Шаня, Алтая и частично Казахстана. Спецификой мезозойско-альпийского развития этого региона объясняется широкое проявление структур обрушения — впадин, выполненных продуктами дезинтеграции коры соседних поднятий. Это дает основание предполагать, что на альпийском и современном этапах развитие этой области отличалось от развития Тибета—Гималаев. Здесь отчетливо ощущается наложение процессов, возможно связанных с нисходящими движениями в мантии, развивающимися сопряженно с воздыманием Тибетского массива.

Участки перехода от Азиатского континента к Тихому океану располагаются в краевой части области положительных превышений геоида над эллипсоидом с центром в юго-западной части Тихого океана. Здесь же, в районе Зондского и Филиппинского архипелагов, отмечается интенсивная положительная аномалия силы тяжести (см. рис. 3, а), окаймленная зонами минимумов, приуроченных к котловинам Филиппинского, Южно-Китайского, Тасманова морей, а также к прилегающим котловинам Индийского и Тихого океанов.

Гравитационный максимум охватывает острова Суматра, Ява, Калимантан, Минданао, Сулавеси, запад Новой Гвинеи и разделяющие их внутренние моря. Характерно для этого региона интенсивное проявление мезозойских и кайнозойских орогенезов, завершившихся становлением гранитоидных формаций [Маракушев и др., 1971]. Большая часть этих островов в современную эпоху представляет собой орогены с высотными отметками от 2300 до 5500 м. Другими словами, здесь, начиная с мезозоя, имеет место проявление восходящих движений в мантии, вызвавших формирование сводового поднятия, расчлененного и осложненного на конечных стадиях наложенными впадинами внутренних морей. Рассматриваемая область продолжается в южную часть Тихого океана поднятиями Меланезии и Микронезии, также характеризующимися гравитационными максимумами.

Северная часть зоны перехода имеет более сложную характеристику в поле силы тяжести, возможно отражающую сложно дифференцированный характер процессов в мантии. В Японо-Курильском регионе, например, в верхней мантии установлен довольно мощный волноводный канал [Fukaо, 1977], свидетельствующий о высокой активности современных процессов.

ВЫВОДЫ

Совместный анализ геологических, гравиметрических и сейсмологических данных позволяет сделать следующие выводы. Древняя кора континентов обнаруживает очень сильные трансформации. Слабодеформированные ее массивы занимают незначительные пространства континентов. Области распространения древней и молодой — верхнепротерозойско-фанерозойской коры резко различны по структуре мантии, что может быть следствием различной степени дифференциации ее вещества. Особенности глобального гравитационного поля четко отражают части континентов, охваченные альпийскими и новейшими процессами. Независимо от предьстории коры все сводовые воздымания этого возраста фиксируются максимумами силы тяжести. Приведенные данные позволяют

предполагать, что основной вклад в гравитационное поле вносят процессы, протекающие в зоне перехода (в слое Голицына). Их следствием может быть сдвиг вверх фазовых границ. Этот эффект настолько велик, что вклад неоднородностей верхней мантии и коры в рассматриваемых аномалиях практически не ощущается. Даже наличие мощного волноводного канала в мантии под сводовыми поднятиями не влияет на особенности полного поля силы тяжести и поля с коэффициентами 13—22; правда, это может объясняться отсутствием здесь разуплотнения. Астеносферный слой установлен в мантии областей высокой альпийской и современной активности. По направлению к стабильным участкам континентов он вырождается. Генетическая связь этого слоя с областями возбуждения в глубокой мантии несомненна. Областям альпийских и новейших опусканий соответствуют гравитационные минимумы, связанные, по-видимому, с мантийными процессами, противоположными тем, которые протекают в зонах поднятий. Молодые складчатые пояса приурочены к зонам гравитационных ступеней, фиксирующих смену направленности глубинных процессов в мантии. Аномальные зоны, связанные с молодыми процессами в мантии, имеют сквозной характер, захватывая и континенты, и океаны. Причем, как показывает предварительный анализ, направленность процессов в пределах тех и других одинакова.

Выражаю глубокую признательность К. В. Боголепову за критическое обсуждение проблем, затронутых в этой статье, и большую помощь при подготовке ее к печати.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Статья 1. Континентальные платформы.— Бюл. МОИП, 1979, т. 34, № 2, с. 8—31; Статья 2. Морские впадины и области дейтероорогенеза.— Там же, т. 34, № 3, с. 3—14.
- Берч Ф. Плотность и состав верхней мантии (первое приближение при предположении оливинового состава).— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 27—50.
- Борукаев Ч. Б. Докембрий Австралии и Новой Зеландии.— В кн.: Докембрий континентов. Австралия, Африка. Новосибирск: Наука, 1976, с. 5—101.
- Булден К. Е. Плотность Земли. М.: Мир, 1978. 437 с.
- Витте Л. В. Типы континентальной земной коры и история их развития. Новосибирск: Наука, 1981. 320 с.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 323 с.
- Докембрий континентов. Австралия, Африка. Новосибирск: Наука, 1976. 128 с.
- Маракушев А. А. и др. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 134 с.
- Обуэн Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). М.: Мир, 1967. 302 с.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 318 с.
- Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-б 1 : 5 000 000). М.: Наука, 1966. 487 с.
- Хани В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
- Хани В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 420 с.
- Халевин Н. П. и др. Земная кора Магнитогорского мегасинклинория по данным сейсмологии взрывов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Урала. Свердловск, 1976, с. 3—12.
- Хили Дж. Х., Уоррен Д. Х. Сейсмическое зондирование в Северной Америке.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 162—174.
- Яншин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1175—1179.
- Adams L. H. The compressibility of fayalite and the velocity of elastic waves in peridotite, Gerlands Beir.— Geophys., 1931, v. 31, p. 315—321.
- Anderson D. J. Chemical stratification of the mantle.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, N 11, p. 6297—6298.

- Archambeau C. B. a. o. Fine structure of the upper mantle.— *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, N 15, p. 5825—5867.
- Berry M. J. Structure of the crust and upper mantle in Canada.— *Tectonophysics*, 1973, v. 20, p. 183—201.
- Biswas N. N., Knopoff L. The Structure of the Upper Mantle under the United States from the Dispersion of Rayleigh waves.— *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1974, v. 36, p. 515—539.
- Brune J., Dorman J. Seismic waves and earth structure in the Canadian shield.— *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1963, v. 53, p. 167—210.
- Burdick L. J., Helmberger D. V. The upper mantle P velocity structure of the western United States.— *J. Geophys. Res.*, 1978, v. 83, N 10 (B4), p. 1699—1712.
- Dooley J. C. Variation of crustal mass over the Australian region. — *BMR J. Geol. and Geophys.*, 1976, v. 1, p. 291—297.
- Fukao Y. Upper mantle P velocity structure on the ocean side of the Japan-Kurile Arc.— *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1977, v. 50, N. 3, p. 621—642.
- Giese P., Morelli C., Steinmetz L. Main features of crustal structure in Western and Southern Europe based on data of Explosion seismology.— *Tectonophysics*, 1973, v. 20, p. 367—379.
- Glikson A. Y., Lambert (Canberra, A. C. T., Australia). Vertical zonation and petrogenesis of the early Precambrian crust in Western Australia.— *Tectonophysics*, 1976, v. 30, N 1/2, p. 55—89.
- Gonz J. H., Cleary J. Variations in the structure of the upper mantle beneath Australia, from Rayleigh waves observations.— *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1976, v. 44, N 2, p. 507—516.
- Hill D. P. Crustal and upper mantle structure of the Columbia Plateau from Long Range seismic-refraction measurements.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N. 6, p. 1639—1648.
- Khan M. A. Depth of sources of gravity anomalies.— *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1977, v. 48, p. 197—209.
- King D. W., Calcagnile G. P-wave velocities in the upper mantle beneath Fennoscandia and Western Russia.— *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1976, v. 46, N 2, p. 407—432.
- Knopoff a. o. Structure of the crust and upper mantle in the Alps from phase velocity of Rayleigh waves.— *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1966, v. 56, p. 1009—1044.
- Mathur S. P. Relation of Bouguer anomalies to crustal structure in Southwestern and Central Australia.— *BMR J. Austr. Geol. and Geophys.*, 1976, v. 1, p. 277—286.
- Nolet G. The upper mantle under Western Europe inferred from the dispersion of Rayleigh modes.— *J. Geophys.*, 1977, v. 43, p. 265—285.
- Penttilä E. Crustal structure in Fennoscandia from seismological and gravimetric observations.— *Geologica—Geographica. Ser. A. III. Helsinki*, 1972, N 110, p. 30—35.
- Priestley K., Brune I. N. Travel-times surface waves dispersion and the structure of the Basin and Range province of Western North America. XVII General Assembly. Canberra, Australia, 1979, 3—25 dec. 42 p.
- Ram A., Mereu R. F. Lateral variations in upper-mantle structure around India as obtained from Gauribidanur seismic array data.— *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1977, v. 49, p. 87—113.
- Ringwood A. E. Phase transformation in descending plate and implications for mantle dynamics.— *Tectonophysics*, 1976, v. 32, N 1/2, p. 129—143.
- Sellevoll M. A. Mohorovičić discontinuity beneath Fennoscandia and adjacent parts of the Norwegian sea and the North sea.— *Tectonophysics*, 1973, v. 20, p. 359—366.
- Steinhart J. S., Meyer R. P. Explosion studies of continental structure. *Garnegie Inst., Wash. Publ.*, 1961, v. 66. 409 p.
- Wickens A. J. Variations in lithospheric thickness in Canada.— *Can. J. Earth. Sci.*, 1971, v. 8, p. 1154—1162.
- Wagner C. A., Lerch F. J., Brown J. F., Richardson J. A. Improvement in the geopotential derived from satellite and surface data (GEM-7 and 8).— *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, N 5, p. 901—914.
- Wiggins R. A., Helmberger D. V. Upper mantle structure of the Western United States.— *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, p. 1870—1880.

И. Л. ДОБРЕЦОВ

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА

И-КОРООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Как известно, почти все геологические явления определяются глубинными, эндогенными процессами. Но их изучение до недавнего времени распадалось на самостоятельные ветви. Глобальная тектоника (или

тектоника плит) дала толчок к совместному их рассмотрению. Задачи корреляции и эволюции эндогенных процессов в настоящее время — одни из важнейших в геологии.

Среди глубинных процессов особое место занимает метаморфизм. С одной стороны, метаморфические породы преобладают в составе земной коры, поэтому метаморфизм можно считать важнейшим корообразующим процессом, если учесть также роль порожденных метаморфизмом анатексиса и метасоматоза в создании и дифференциации континентальной коры. С другой стороны, метаморфизм — процесс, непосредственно не наблюдаемый. Например, для современных активных зон мы можем учитывать лишь приповерхностные явления (осадконакопление, вулканизм) и косвенные геофизические данные о глубинном строении. Сведения о метаморфизме и глубинном магматизме получают путем ретроспективного анализа древних активных зон (палеоаналогов).

Большую часть истории Земли, в частности докембрийскую историю древнее 1,8 млрд. лет, приходится реставрировать, изучая метаморфические породы. Часть этой истории восстанавливается путем «снятия метаморфизма» и выяснения особенностей древнего осадконакопления, вулканизма и т. д.

Однако большой интерес представляют особенности самого процесса метаморфизма. И здесь прежде всего надо установить те явления, которые не повторялись в истории Земли. Работами последних 10—20 лет установлено, что наиболее специфичен высокотемпературный гранулитовый метаморфизм, а также глаукофан-сланцевый метаморфизм, обусловленный высокими давлениями при низкой температуре.

Продукты гранулитового метаморфизма — породы двупироксеновой фации B_1 [Добрецов, 1974] — распространены в раннедокембрийских комплексах на всех щитах и в фундаменте платформ и не встречаются в комплексах моложе 1,8 млрд. лет. Все наиболее древние породы с возрастом 3,7—4,0 млрд. лет в Антарктиде, Южной Африке, Гренландии, Балтийском и Алданском щитах, Енисейском крыже и Омолонском массиве принадлежат к этой фации или образуют комплексы, в которых наблюдаются переходы от фации B_1 к более низкотемпературной биотит-силлиманитовой (амфиболитовой) фации B_2 [Ранняя история Земли, 1980; Метаморфические комплексы Азии, 1977]. Начиная с 3,6—3,7 млрд. лет известны толщи, метаморфизованные в более низкотемпературных условиях и принадлежащие к так называемым зеленокаменным «прогибам». Зеленокаменные прогибы формировались одновременно с гранито-гнейсовыми куполами в промежутках между ними; метаморфизм в куполах, как правило, соответствует фации B_2 , но иногда достигаются и условия фации B_1 .

Установить глобальные максимумы гранулитового метаморфизма довольно трудно из-за ограниченности данных. Накопленные геологические и геохронологические данные позволяют наметить ориентировочно следующие интервалы: 1) 4,0—3,7 млрд. лет; 2) 3,5—3,2; 3) 2,6—2,4; 4) 2,2—2,0 млрд. лет [Ранняя история Земли, 1980]. Породы двупироксеновой фации моложе 1,8—1,7 млрд. лет достоверно не известны (иногда приводятся более молодые цифры — 1,2—1,0 млрд. лет, но они, по мнению автора, требуют проверки). Но если даже такие относительно молодые породы двупироксеновой фации будут найдены, все равно общая закономерность исчезновения проявлений гранулитового метаморфизма в постархейское время несомненна. Учитывая также общую тенденцию удревнения возраста гранулитовых комплексов после появления методов изохронного изотопного датирования (U — Th — Pb, Rb — Sr), максимумы гранулитового метаморфизма соответствуют, вероятно, первым двум интервалам (4,0—3,7 и 3,5—3,2 млрд. лет) и во всяком случае древнее 2,4 млрд. лет.

логичному выводу пришли независимым путем и другие исследователи [Condie, 1976; Уайз, 1978; и др.].

Оценки температуры и давления при метаморфизме архейских комплексов (см. рис. 1) позволяют также оценить геотермический режим в архее. Наша оценка архейской геотермы (кривая *б* на рис. 1) является промежуточной между кривой *б* по Л. Л. Перчуку [1973] и теоретической кривой *а* по В. И. Шульдинеру [1976], который предполагает наличие в архее парникового эффекта, сходного с венерианским, и температуру на поверхности около 350° (точка *А* на рис. 1). Температура на поверхности около 140—170°С лучше согласуется с температурой, оцененной по распределению изотопов кислорода в кремнистых породах (см. врезку на рис. 1), и соответствует, судя по кривой *в*, тепловому потоку, заметно превышающему современный среднеземной теплопоток. Вариации *T* и *P* внутри конкретных комплексов (см. рис. 1) характеризуют еще более высокие теплопотоки в участке коры, подвергавшейся граулитовому метаморфизму.

Постоянство среднего изотопного состава углерода карбонатного и органического вещества и баланс изотопов кислорода в осадочных и метаморфических породах приводят к выводу, что и весь объем Мирового океана был создан к тому же рубежу 3,5—3,0 млрд. лет [Сидоренко, Борщевский, 1979]. Другими словами, континентальная протокора и гидросфера были сформированы практически одновременно в раннем архее, что лучше всего, по мнению автора, согласуется с гипотезой андезитовой коры, вышлавленной из водосодержащей неистощенной мантии при высоком тепловом потоке на ранней стадии развития Земли [Куширо, 1969; Добрецов, 1980].

Согласно этой гипотезе, разрез древнейшей протокры подстилался флогопит-амфиболитовой пироксенит-перидотитовой неистощенной мантией, выше которой располагался невыдержанный «слой» кумулятивных анортозитов (аналогичных кумулятивным габбро в офиолитах), переходивших выше (или латерально) в тоналиты, или диориты. Затем располагались андезиты и дациты и, наконец, кремнистые и глиноземистые (преимущественно) хомогенные осадки, специфика которых была обусловлена, вероятно, кислотным характером ранней гидросферы [Гаррелс, Маккензи, 1975]. При гранулитовом метаморфизме реликты ультрабазитов превращаются в шпинель-оливиновые пироксениты, анортозиты сохраняются лучше, тоналиты, андезиты и дациты превращаются в эндербитовую (или плаггиогнейсовую) формацию, осадки — в кварцито-кинцитовую формацию [Добрецов, 1980, 1981]. Сам разрез, естественно, не сохраняется, но набор этих формаций — предположительных членов единого разреза протокры — присутствует во всех архейских щитах. Особенно хорошо они выражены в южной и юго-восточной частях Алданского щита. Мощность первичной протокры, по аналогии с офиолитами и по ориентировочным оценкам мощности [Condie, 1976], вряд ли превышала 20 км.

Необходимость утолщения этой протокры в 2—3 раза во время граулитового метаморфизма следует из приведенных оценок давления. Это утолщение могло быть результатом сжатия и «пластического нагнетания» либо крупных надвигов с удвоением разреза плит. В любом случае при локальном утолщении плиты или линзы сиалической протокры должны были разрываться, и в промежутках между ними начинала формироваться промежуточная, протоокеаническая кора, сохранившаяся в виде шпикней коматит-базальтоидной серии зеленокаменных прогибов.

Структурное положение и происхождение архейских зеленокаменных прогибов служит предметом острой дискуссии [Ранняя история Земли, 1980]. Большинство фактов позволяет, по моему мнению, присоединиться к гипотезе, по которой зеленокаменные прогибы первоначально

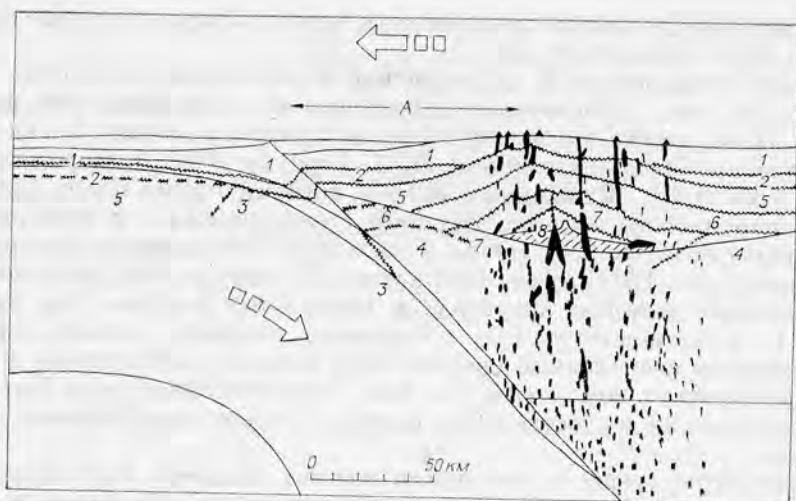


Рис. 2. Условия метаморфизма в зонах Бенъофа — Заварицкого и островодужной коре (по Эрнсту). Залитые тела и точки — поднимающиеся порции магмы. Цифрами обозначены фации и зоны метаморфизма: пренит-пумшеллитовая (1), глаукофан-зеленосланцевая (2), глаукофан-сланцевая (3), эклогитовая (4), зеленосланцевая пониженных давлений (5), эпидот-амфиболитовая (6), амфиболитовая (7), зона анатексиса (8).

представляли мафическую или промежуточную (протоокеаническую + островодужную) кору типа окраинных морей. Во время сжатия она была надвинута на окружающие сиалические плиты или нуклеи [Condie, 1976]. Во-первых, это обусловило дополнительное утолщение и способствовало высокому давлению при гранулитовом метаморфизме в нижней части сиалических нуклеи; во-вторых, залегание тяжелой протоокеанической пластины на сиалическом ядре обусловило гравитационную неустойчивость, которая во время метаморфизма привела к росту диапировых расплавов. Эрозия этих куполов обусловила терригенное осадконакопление в промежутках между ними, где и сохранились зеленокаменные «прогибы».

Особенности метаморфизма и структурные соотношения на границе зеленокаменных прогибов и куполов подтверждают эту гипотезу, хотя здесь еще требуются дополнительные целенаправленные исследования. В частности, наряду с однородным зеленокаменным метаморфизмом в самих прогибах на границе с куполами фиксируется зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа с быстрым нарастанием температуры к куполу, внутри которого благодаря конвекции (пластическому течению) поддерживалась относительно постоянная температура, соответствующая фации $B_2 + B_1$.

Однако зоны субдукции, сходные с современными активными зонами андийского или западнотихоокеанского типа, на этой стадии развития Земли еще не существовали. Об этом свидетельствует, в частности, отсутствие зон глаукофан-сланцевого метаморфизма (и вообще зон повышенного давления) в зеленокаменных прогибах. Эти зоны, как считает сейчас большинство исследователей, служат прямым доказательством крупномасштабной и относительно быстрой субдукции океанических литосферных плит, поскольку именно здесь благодаря быстрому погружению холодной гидратированной плиты создаются условия низких температур и высоких давлений, необходимых для образования глаукофановых сланцев (рис. 2). Автор дополнил и уточнил эту модель предположением о боль-

шой роли флюидного сверхдавления, возникающего в особых тектонических условиях при быстрых и неоднократных надвигах островодужной плиты на желоб и прилегающую часть океанической плиты.

Сам факт связи зон глаукофанового метаморфизма с древними структурами типа зон Беньофа—Заварицкого независимо от трактовки процессов, происходящих внутри этих зон, сомнения не вызывает. Но такие зоны, как и типичные офиолиты в виде надвинутых пластин с меланжем или олистостромой в основании, появились лишь начиная с рифея [Добрецов, 1974]. Их появление фиксирует рубеж нового этапа процессов корообразования, сходных с современными процессами формирования океанической и островодужной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1975. 272 с.
- Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых поясов.— Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 6, с. 1383—1386.
- Добрецов Н. Л. Специфика раннедокембрийского метаморфизма и ранняя история Земли.— В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1979, с. 29—30.
- Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981 (в печати).
- Куширо Н. Состояние H_2O в верхней мантии.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 21—28.
- Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. 350 с.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
- Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.
- Сидоренко А. В., Борцевский Ю. А. Проблема геохимической эволюции Земли в свете данных изотопной геологии докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 34—44.
- Уайз Д. Эволюция континентальных окраин, относительной высоты стояния континентов и объема континентов и океанов.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978, с. 51—67.
- Шульдинер В. И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов.— Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 67—75.
- Condie K. C. Plate tectonics and crustal evolution. N. Y.: Pergamon Press, 1976. 288 p.

М. А. ЖАРКОВ

ЭТАПЫ ГРАНДИОЗНОГО НАКОПЛЕНИЯ ЭВАПОРИТОВ И ПРОБЛЕМА ИЗМЕНЕНИЯ СОЛЕННОСТИ ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА В ФАНЕРОЗОЕ

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

В настоящее время многие исследователи считают достаточно обоснованным мнение о том, что накопление больших масс сульфатно-кальциевых пород и каменной соли в бассейнах эвапоритовой седиментации должно приводить к значительному снижению солености вод Мирового океана. В наиболее четком виде это мнение было сформулировано А. Л. Яншиным [1977, с. 13]. Он писал: «...За фанерозойское время, т. е. за последние 600 млн. лет, состав вод Мирового океана, по-видимому, подвергался существенным изменениям как в отношении общей величины солености, так и в отношении состава растворенных солей. Об этом говорят следующие факты. 1. Подсчеты массы солей, отложившихся в разные геологические периоды, и сравнение их с массой солей, растворенных сейчас в водах Мирового океана. 2. Сравнительное изучение химического состава поглощенного комплекса морских глин разного возраста... 3. Сравнительное изучение состава глауконитов, образовавшихся в одинаковой фациальной обстановке, но в разные геологические эпохи. 4. Изучение состава поровых вод морских глин разного возраста... 5. Практическое отсутствие сульфатных калийных солей в соленосных отложениях древнее карбона и обильное их появление в соленосных толщах пермского возраста. 6. Вымирание многих таксонов морской стеногалинной фауны на тех стратиграфических уровнях, для которых другими методами устанавливается распреснение вод Мирового океана. Все это, конечно, подлежит более детальному исследованию, но вероятность существенных изменений солености вод Мирового океана со времени образования наиболее древних соленосных толщ очень велика».

Подобные представления получили почти всеобщее признание, несмотря на то, что они не были подтверждены соответствующими данными о распределении объемов галогенных осадков в отдельные этапы геологической истории.

Вместе с тем приблизительные оценки показали, что массы накопившихся эвапоритовых осадков в земной коре грандиозны. Появились даже высказывания о том, что для образования наблюдаемого количества сульфатно-кальциевых пород и каменной соли необходимо испарить непомерно большой объем океанских вод, что такое количество солей вообще не могут дать воды Мирового океана, а если бы и смогли, то это привело бы к катастрофическим изменениям в гидросфере. Такие предположения, якобы опровергающие гипотезу образования соленосных отложений за счет испарения морских вод, стали выдвигаться в качестве исходных посылок для поисков других источников формирования соленосных толщ [Кудрявцев, 1966; Созанский, 1973; Калинин, 1973].

В настоящее время появились достаточно полные сведения об объеме эвапоритовых пород в различные эпохи фанерозоя [Жарков, 1971, 1974,

1978; Калинин, 1973; Лотце, 1968; Ронов, 1976, 1980; Жарков, Явшин, 1980; Fischer, 1964; Meyerhoff, 1970; Garrels, Mackenzie, 1971; Lefond, 1969; Stevens, 1977; Ryan, 1973; Hsü, 1974]. Эти материалы позволяют более полно осветить вопрос о том влиянии, какое могло оказать эвапоритовое осадконакопление на изменение солености вод Мирового океана.

ЭТАПЫ ГРАНДИОЗНОГО ЭВАПОРИТОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ФАНЕРОЗОЕ

В таблице приведены объемы сульфатно-кальциевых пород (гипсов и ангидритов), каменной соли и калийных солей для веков, отделов и периодов палеозоя. Анализ этих данных показывает, что в палеозое наиболее значительный объем эвапоритовых осадков накопился в раннем кембрии и в кунгурском веке ранней перми. На ранний кембрий приходится 38,2%, а на кунгурский век 32,1% всей массы палеозойских галогенных пород. В течение этих этапов накопилось, таким образом, более 70% палеозойских эвапоритов. Остальной объем неравномерно распределен по другим векам и эпохам палеозоя, но ни один из них не соизмерим по объему галогенной седиментации с ранним кембрием или кунгурским веком перми.

Несколько иные особенности возрастного размещения в палеозое объемов фиксируются в отдельности по сульфатно-кальциевым породам (гипсам и ангидритам) и каменной соли.

Основная масса гипсов осадилась в кембрийском, девонском и пермском периодах, на которые приходится почти 85,6% всех палеозойских сульфатно-кальциевых пород. Если анализировать распределение объема по эпохам и векам палеозоя, то можно выделить ранний кембрий, когда накопилось 35,3% всей массы гипсов, эйфельский век среднего девона — 13,9 и кунгурский век ранней перми — 11,5%. В эти три этапа сформировалось почти 61% объема палеозойских сульфатно-кальциевых пород.

Наиболее значительное количество каменной соли в палеозое накопилось в два этапа: раннекембрийский, когда образовалось 39,1% всего объема палеозойской соли, и кунгурский, в течение которого осадилось 36,4% соли. Масса каменной соли этих двух этапов составляет 75,5%.

Такие данные позволяют отметить две характерные особенности истории эвапоритовой седиментации в палеозое. Во-первых, эвапоритовое осадконакопление осуществлялось неравномерно и, во-вторых, в палеозое были этапы грандиозной галогенной седиментации, такие как ранний кембрий и кунгурский век перми. В раннем кембрии накопилось $2,22 \times 10^6$ км³ сульфатно-кальциевых пород и $1,15 \cdot 10^6$ км³ каменной соли, а в кунгурском веке осадилось $7,25 \cdot 10^4$ км³ гипсов и $1,1 \cdot 10^6$ км³ каменной соли. По особенностям сульфатно-кальциевой седиментации выделяется также эйфельский век среднего девона, когда сформировалось не менее $8,66 \cdot 10^4$ км³ гипсов и ангидритов.

Эти выводы принципиально согласуются с результатами, полученными другими исследователями, особенно относительно пермской эпохи грандиозной эвапоритовой седиментации [Лотце, 1968; Фишер, 1968; Калинин, 1973; Иванов, Воронова, 1972; Ронов, 1980; Stevens, 1977]. Большинство авторов приводят близкие цифры накопившейся в пермском периоде каменной соли, колеблющиеся в пределах от $1,2 \cdot 10^6$ до $1,6 \cdot 10^6$ км³. Резко отличаются от этих оценок только подсчеты М. К. Калинин [1973], согласно которым масса пермской каменной соли может превышать $3,2 \cdot 10^6$ км³. Эта цифра несомненно в два раза и даже больше превосходит действительный объем солей пермского возраста, поскольку она, как уже отмечалось [Жарков, 1978], отражает суммарный объем всех пород пермских соленосных толщ и не может быть отнесена к одной каменной соли.

Объем сульфатно-кальциевых пород, каменной и калийных солей в палеозое, км³

Возрастные подразделения	Сульфатно-кальциевые породы (гипсы и ангидриты)	Каменная соль	Калийные соли
Кембрийский период	2,39 · 10 ⁵	1,286 · 10 ⁶	40
Ранний кембрий	2,22 · 10 ⁵	1,15 · 10 ⁶	40
Средний »	1,04 · 10 ⁴	3,1 · 10 ⁴	—
Поздний »	6,6 · 10 ³	1,05 · 10 ⁵	—
Ордовикский период	2,0 · 10 ⁴	2,5 · 10 ⁴	—
Ранний ордовик	5,52 · 10 ³	—	—
Поздний тремадок	2,4 · 10 ²	—	—
Арениг	5,25 · 10 ³	—	—
Средний ордовик	3,78 · 10 ³	1,0 · 10 ⁴	—
Лланвирн	1,7 · 10 ²	3,4 · 10 ³	—
Лландейло	1,95 · 10 ³	3,3 · 10 ³	—
Ранний и средний карадок	1,66 · 10 ³	3,3 · 10 ³	—
Поздний ордовик	1,05 · 10 ⁴	1,5 · 10 ⁴	—
Поздний карадок	4,0 · 10 ³	7,5 · 10 ³	—
Апгилл	6,5 · 10 ³	7,5 · 10 ³	—
Силурийский период	6,21 · 10 ³	2,6 · 10 ⁴	18
Ранний силур	7,45 · 10 ²	—	—
Лландоверийский век	1,45 · 10 ²	—	—
Венлокский »	6,0 · 10 ²	—	—
Поздний силур	5,47 · 10 ³	2,6 · 10 ⁴	18
Лудловский век	3,16 · 10 ³	6,0 · 10 ³	18
Приждольский »	2,31 · 10 ³	2,0 · 10 ⁴	—
Девонский период	1,51 · 10 ⁵	1,54 · 10 ⁵	3,7 · 10 ²
Ранний девон	1,98 · 10 ³	5	—
Средний »	1,05 · 10 ⁵	7,7 · 10 ⁴	3,5 · 10 ²
Эйфельский век	8,66 · 10 ⁴	2,85 · 10 ⁴	0,02
Живетский »	1,84 · 10 ⁴	4,85 · 10 ⁴	3,5 · 10 ²
Поздний девон	4,36 · 10 ⁴	7,68 · 10 ⁴	20
Франский век	2,0 · 10 ⁴	2,92 · 10 ⁴	—
Фаменский »	2,36 · 10 ⁴	4,76 · 10 ⁴	20
Каменноугольный период	6,45 · 10 ⁴	1,72 · 10 ⁵	4,8 · 10 ²
Ранний карбон	2,72 · 10 ⁴	4,31 · 10 ⁴	30
Турнейский век	9,39 · 10 ³	9,1 · 10 ²	—
Визейский »	1,7 · 10 ⁴	4,22 · 10 ⁴	30
Намюрский »	8,0 · 10 ²	—	—
Средний карбон	2,11 · 10 ⁴	1,092 · 10 ⁵	4,5 · 10 ²
Башкирский век	1,52 · 10 ⁴	1,0 · 10 ⁵	—
Московский »	5,94 · 10 ³	9,2 · 10 ³	4,5 · 10 ²
Поздний карбон	1,62 · 10 ⁴	2,0 · 10 ⁴	—
Гжельский век	1,01 · 10 ⁴	—	—
Оренбургский век	6,07 · 10 ³	2,0 · 10 ⁴	—
Пермский период	1,48 · 10 ⁵	1,281 · 10 ⁶	68,1 · 10 ⁴

Возрастные подразделения	Сульфатно-кальциевые породы (гипсы и ангидриды)	Каменная соль	Калийные соли
Ранняя пермь	$1,03 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^6$	$1,46 \cdot 10^4$
Ассельский век	$4,2 \cdot 10^3$	$4,6 \cdot 10^3$	—
Сакмарский »	$1,47 \cdot 10^4$	$1,17 \cdot 10^4$	5
Артинский »	$1,15 \cdot 10^4$	$1,52 \cdot 10^4$	0,1
Кунгурский »	$7,25 \cdot 10^4$	$1,068 \cdot 10^6$	$1,46 \cdot 10^4$
Поздняя пермь	$4,54 \cdot 10^4$	$1,81 \cdot 10^5$	$2,27 \cdot 10^3$
Уфимский век	$4,59 \cdot 10^3$	$8,8 \cdot 10^3$	—
Казанский »	$2,34 \cdot 10^4$	$1,11 \cdot 10^5$	$1,42 \cdot 10^3$
Татарский »	$1,75 \cdot 10^4$	$6,14 \cdot 10^4$	$8,47 \cdot 10^2$
Всего . . .	$6,29 \cdot 10^5$	$2,944 \cdot 10^6$	$1,77 \cdot 10^4$

Для мезозойской и кайнозойской истории галогенеза аналогичных данных об объемах эвапоритовых пород пока не имеется. Однако опубликованные материалы [Страхов, 1962; Лотце, 1968; Иванов, Воронова, 1972; Lefond, 1969; Калинин, 1973; Borchert, Muir, 1964; Ронов, 1976, 1980] позволяют говорить о том, что неравномерность эвапоритовой седиментации сохранялась и в эти эпохи фанерозоя. В мезозое и кайнозое представляется возможным наметить два этапа грандиозного эвапоритового осадконакопления: позднерурский и миоценовый, которые, возможно, были соизмеримы с палеозойскими. В каждый из этих этапов могло осадиться немногим более $1 \cdot 10^6$ км³ каменной соли. Так, по данным В. Риана [Ryan, 1973], К. Хсю [Hsü, 1974] и других исследователей, в одном Средиземноморском бассейне мессинского времени масса каменной соли оценивается от $0,8 \cdot 10^6$ до $1,2 \cdot 10^6$ км³. Вполне вероятно, что эти цифры преувеличены, но, учитывая возможное количество миоценовой соли в целом как в Средиземноморском бассейне, так и в бассейнах Паратетиса, Красного моря, Мессопотамском и других, объем $1 \cdot 10^6$ км³ можно считать для миоценового этапа минимальным.

Аналогичная цифра не будет преувеличенной и для позднерурского этапа, когда существовали солеродные бассейны на территории Средней Азии и Предкавказья, в Центральной Европе, на севере Африки, в ряде районов Северной Америки, в Мексиканском заливе, в шельфовых зонах Атлантического океана, в предгорьях Анд на территории Южной Америки.

Основываясь на приведенных материалах, можно заключить, что в истории фанерозоя выделяются пять этапов грандиозного эвапоритового осадконакопления: раннекембрийский, эйфельский, кунгурский, позднерурский и миоценовый. Вполне естественно считать, что влияние эвапоритового осадконакопления на изменение солености вод Мирового океана было наиболее значительным именно в эти этапы грандиозного галогенеза.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Геохимические расчеты, выполненные В. Руби [Rubey, 1951], А. Б. Роновым [1959, 1964], Л. Силленом [Sillen, 1961], М. Г. Валяшко [1962, 1963], Г. Холландом [Holland, 1972], Р. Гаррелсом и Ф. Маккензи [Garrels, Mackenzie, 1971] и другими исследователями, показали, что первичный состав вод океана мог отличаться от современного отсутствием свободного кислорода и сульфат-иона (SO_4^{2-}), в несколько раз большей

концентрацией HCO_3^- , присутствием повышенного количества растворенного железа, более высоким относительным содержанием кальция, магния и калия и более низким натрия. Начиная приблизительно с 3 млрд. лет предполагается постепенное обогащение вод Мирового океана натрием, поступление сульфат-иона в результате окисления серы и сероводорода, уменьшение количества кальция и магния в связи с их осаждением. Эти преобразования способствовали тому, что уже около 2 млрд. лет в океане существовал определенный сульфатный резерв, но достаточное его количество для образования сравнительно мощных толщ сульфатно-кальциевых пород при эвапоритовой седиментации могло накопиться в водах Мирового океана приблизительно ко времени 1,5—1,3 млрд. лет, т. е. в среднем рифее [Жарков, Яншин, 1980].

В позднем рифее или незадолго до начала фанерозоя солевой состав Мирового океана мог быть близким к современному. В это же время, как считается, могла сформироваться основная масса океанических вод, достигающая сейчас объема $1,37 \cdot 10^9 \text{ км}^3$. Объем растворенных солей в океане оценивается равным $5 \cdot 10^7 \text{ км}^3$. Если всю современную массу океанических вод испарить, то могло бы осадиться: каменной соли (NaCl) — $1,7 \cdot 10^7 \text{ км}^3$, сульфатно-кальциевых пород (CaSO_4) — $0,08 \cdot 10^7 \text{ км}^3$, калийных солей — приблизительно $0,05 \cdot 10^7 \text{ км}^3$. После этого остались бы маточные концентрированные рассолы, объем которых, следуя расчетам М. Г. Валяшко и Н. К. Власовой [1975], составил около $0,025 \cdot 10^7 \text{ км}^3$. Суммарное количество растворенных солей выражается в промилле (‰). В среднем оно составляет для морской воды около 35‰ , снижаясь приблизительно до 30‰ вблизи суши, где впадают крупные реки, и поднимаясь до 40‰ в мелководных участках аридных зон. Вертикальные колебания солёности вод современного океана составляют 1—2‰.

Приблизительное постоянство состава вод Мирового океана в течение фанерозоя вытекает в первую очередь из данных по эволюции организмов, приводимых биологами и палеонтологами. Как отмечает Р. М. Гаррелс [1975, с. 16—17], «их общий вывод заключается в утверждении, что эпохи развития и вымирания морских организмов могут действительно отражать изменения в составе Мирового океана, но что эти изменения могут лишь незначительно превышать те пределы, которые являются летальными для современных сообществ организмов».

Наиболее общепризнана в настоящее время концепция об океане, как динамически равновесной системе, регулирующей круговорот растворенных веществ на Земле [Sillen, 1964; Garrels, Mackenzie, 1974; Ronov, 1968]. Количество поступающего материала в этой равновесной системе более или менее равно количеству убывающего. Вместе с тем скорости поступления и удаления материалов, несмотря на их приблизительное равенство, могут изменяться, приводя к соответствующим изменениям состава океанических вод [Гаррелс, Маккензи, 1974, с. 228]. Однако воды океана в конечном счете представляют собой огромную инерционную массу, существенно сдвинуть которую из стационарного состояния исключительно трудно.

Подобные представления об океане утвердились, несмотря на то, что вся океаническая вода может обновиться за счет поступления вод суши всего лишь за 40 000 лет [Mackenzie, Garrels, 1966]. В связи с анализируемой проблемой эволюции солёности вод Мирового океана важно отметить, что если рассматривать систему водная масса океана и количество воды, поступающей с суши в течение геологического времени, то на протяжении фанерозойской истории, т. е. около 600 млн. лет, океаническая вода могла обновиться 15 000 раз. Время, за которое может осуществиться полное обновление в океане отдельных элементов в результате их поступления с суши, следующее (млн. лет): натрия — 193, калия — 8,2, кальция — 1,2, хлора — 305, сульфат-иона — 38 [Гаррелс, 1975]. Эти

данные следует иметь в виду, когда будет выясняться вопрос, могут или нет воды океана дать то количество сульфатно-кальциевых осадков и каменной соли, которое накопилось в этапы грандиозной эвапоритовой седиментации.

ВЛИЯНИЕ ЭВАПОРИТОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА ИЗМЕНЕНИЕ СОЛЕННОСТИ ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА В ФАНЕРОЗОЕ

Приведенных данных вполне достаточно, чтобы выяснить, какое влияние могло оказать эвапоритовое осадконакопление на изменение солености вод Мирового океана. Оценим сначала влияние осажденных в этапы грандиозной эвапоритовой седиментации масс каменной соли. В качестве исходной для анализа возьмем максимальную цифру объема каменной соли, относящуюся к пермскому периоду. Согласно нашим расчетам, этот объем равен $1,281 \cdot 10^6$ км³. Ряд других исследователей, как отмечалось, массу пермских солей оценивает в пределах от $1,2 \cdot 10^6$ до $1,6 \cdot 10^6$ км³. Последняя цифра была приведена К. Стевенсом [Stevens, 1977]. Она превышает подсчитанный нами объем более чем на $3 \cdot 10^5$ км³. Этот объем весьма значителен и равен тому количеству солей, какое накопилось, по данным К. Стевенса, в таком грандиозном бассейне, как Центрально-Европейский цехштейнового возраста. Несмотря на это, для последующего анализа будет использоваться максимальная цифра — $1,6 \cdot 10^6$ км³.

Если исходить из предположения, что в пермском периоде соленость вод Мирового океана соответствовала современной, а объем вод пермского океана был также равен современному, то в этом случае осаждение $1,6 \cdot 10^6$ км³ каменной соли привело бы к удалению приблизительно 10% растворенного в океанических водах пермской эпохи NaCl. Соленость вод пермского океана в этом случае снизилась бы на $3,5^{0/00}$ и составила $31,5^{0/00}$.

Очевидно, что полученное значение солености океанских вод пермской эпохи возможно при двух условиях: либо если весь объем каменной соли был осажден геологически мгновенно в конце перми, а не накапливался на протяжении более чем 30 млн. лет, как это происходило в действительности; либо если в океан в течение пермского периода не поступало дополнительное количество солей с водами суши и из недр Земли.

Приблизительно оценить возможное количество поступившей с водами суши соли можно, используя данные Р. М. Гаррелса [1975] о времени пребывания элементов в Мировом океане. Полное обновление растворенного NaCl в океане могло произойти за 305 млн. лет, а это значит, что за указанный срок могло поступить с суши в океан $1,7 \cdot 10^7$ км³ NaCl. В течение же 30 млн. лет, когда накапливались в пермскую эпоху соленосные толщи, могло привнестись с суши в десять раз меньше NaCl, или $1,7 \cdot 10^6$ км³.

Принятый нами для анализа максимальный объем пермской каменной соли равен $1,6 \cdot 10^6$ км³. Как видно, он меньше той массы солей, которая могла поступить в пермскую эпоху с суши. По существу, получается, что на протяжении пермского периода объем накопившейся каменной соли был приблизительно равен объему поступивших в океан солей. Единственный вывод, который можно сделать из таких данных, сводится к тому, что осаждение в перми каменной соли в объеме $1,6 \cdot 10^6$ км³ не должно было оказать никакого влияния на изменение солености вод пермского океана. Океан в этом случае оставался динамически равновесной системой, которая столько же отдавала каменной соли в эвапоритовые бассейны, сколько получала ее с водами суши.

Аналогичный вывод можно сделать и в отношении всех этапов грандиозного соленакопления фанерозоя. Если не учитывать привносимой с суши массы солей, то весь объем раннекембрийской каменной соли способен был бы снизить соленость вод кембрийского океана не более чем на 3‰. Соответственно в кунгурское время, в поздней юре и в миоцене воды океана могли опресниться не более чем на 2‰. Даже если мы представим геологически мгновенное осаждение всей палеозойской каменной соли, объем которой достигает $3 \cdot 10^6$ км³, то и в этом случае соленость вод Мирового океана в конце палеозоя могла бы снизиться всего лишь на 18% и составить 29—30‰. Однако подобного опреснения океана в результате осаждения каменной соли не могло произойти потому, что, как было показано, в океан должно было поступать на протяжении всех этапов грандиозного соленакопления примерно равное количество солей с суши. Приведенные поэтому цифры допустимого опреснения океана без учета привносимых солей интересны лишь в том отношении, что они свидетельствуют об ошибочности представлений тех исследователей, которые считают, что Мировой океан не способен дать то количество каменной соли, какое накопилось в этапы грандиозной эвапоритовой седиментации [Кудрявцев, 1966; Созанский, 1973; Калинин, 1973]. В действительности захороненный в недрах Земли объем солей составляет весьма небольшую (не более 0,1) часть массы, которая циркулировала в системе океан — суша на протяжении фанерозоя.

Мало изменятся полученные выводы, если будет принято предположение, что объем вод Мирового океана в пермском периоде и в другие этапы грандиозного галогенеза палеозоя был меньше современного, поскольку круговорот вещества между океаном и сушей в то время принципиально не должен был измениться.

Вместе с тем уместно поставить вопрос, почему же существовали в фанерозое этапы грандиозного и сравнительно незначительного соленакопления? Если в океан всегда привносилось приблизительно столько же солей, сколько выносилось из него при эвапоритовой седиментации, то почему же были этапы то меньшего, то большего соленакопления? Ответ на этот вопрос возможен следующий. Связано это могло быть с общей эволюцией геологических процессов и главным образом с изменением площади суши, с одной стороны, океанов и эпиконтинентальных морей — с другой. Когда территория суши на Земле была особенно значительной, а это могло быть после эпох складчатости: байкальской, герцинской, киммерийской и альпийской, тогда в раннем кембрии, перми, поздней юре и миоцене больше привносилось в океан с водами суши солей и соответственно больше их накапливалось в эвапоритовых бассейнах в результате испарения морских вод. Когда же площадь суши сокращалась, а континенты были заняты эпиконтинентальными морями, тогда и привносилось в океан и выносилось из него в результате эвапоритовой седиментации меньше легкорастворимых солей. Океан же всегда оставался динамически равновесной системой.

Перейдем теперь к выяснению того влияния, какое могло оказать на изменение солености вод Мирового океана осаждение в эвапоритовых бассейнах наблюдаемых объемов сульфатно-кальциевых осадков. Следует сразу отметить, что выводы будут получены существенно иные.

Для анализа используем, как это было сделано в отношении каменной соли, максимальную из известных в фанерозое цифр объема сульфатно-кальциевых пород. В настоящее время максимальный объем гипсов и ангидритов зафиксирован для эпохи раннего кембрия. Он равен $2,22 \cdot 10^5$ км³. Если сравнить эту цифру с массой сульфатно-кальциевого резерва в современном океане, достигающей $8 \cdot 10^5$ км³, то на первый взгляд удивляет огромная величина осажденных в раннем кембрии гипсов. По-

лучается, что в раннекембрийскую эпоху должно было вывестись из океана в эвапоритовые бассейны почти 30% сульфата кальция.

Вместе с тем соленость вод кембрийского океана в результате этого выноса изменится незначительно, так как масса сульфата кальция в общем балансе растворенных солей океана невелика. Она в 20 раз меньше резерва NaCl и более чем в 60 раз меньше всего объема растворенных солей. Это значит, что соленость вод кембрийского океана (в случае если он по своим параметрам — солености и объему воды — был примерно аналогичен современному) при осаждении раннекембрийских гипсов уменьшится очень мало, всего лишь на доли промилле.

Следует иметь в виду, что это предположение правомерно только без учета привносимого с суши количества сульфата кальция. А оно весьма значительно. Исходя из данных Р. М. Гаррелса [1975] о времени обновления массы растворенного сульфата кальция в океане, равного 38 млн. лет, вытекает, что на протяжении раннего кембрия (60—70 млн. лет) сульфатно-кальциевый резерв кембрийского океана мог обновиться за счет поступления с суши почти два раза. Таким образом, общий объем сульфата кальция, который участвовал в циркуляции между океаном и суши, мог достигать $16 \cdot 10^5$ км³. По отношению к этому объему количество осажденных в раннем кембрии сульфатно-кальциевых осадков составит не 30%, а только 13—14%. Это количество настолько мало, что вообще не окажет никакого влияния на изменение солености вод кембрийского океана.

Однако такой, как бы очевидный, вывод в оценке влияния на соленость океана осажденных в раннем кембрии масс гипсов нельзя считать окончательным, потому что при накоплении в эвапоритовых бассейнах определенного объема сульфатно-кальциевых пород из вод Мирового океана должно выноситься пропорциональное этому объему количество NaCl. Подсчитать вынесенный объем каменной соли можно достаточно просто. Он будет в 22 раза больше осажденной массы гипсов, если, конечно, соотношение солей в древнем океане оставалось таким же, как в современном.

Вынесенный из океана при сульфатно-кальциевом осадконакоплении объем NaCl мог либо захорониться с рассолами на площадях эвапоритовых бассейнов, либо вместе с концентрированными рассолами отекать обратно в океан [King, 1947; Scruton, 1953; Фишер, 1968]. В последнем случае судьба концентрированных рассолов могла быть двойкой. Во-первых, они могли смешиваться с водами Мирового океана и тогда опреснения океанических вод не произошло бы, так как их соленость практически бы не изменилась. Во-вторых, тяжелые рассолы, насыщенные по NaCl, могли погрузиться в глубокие зоны океана и захорониться там в виде застойных вод, как допускал А. Д. Фишер [1968]. Концентрированные рассолы оказывались бы изолированными от циркуляции вод Мирового океана, что в конечном счете и могло привести к снижению солености океанических вод.

Пропорционально объему раннекембрийских гипсов и ангидритов, равному $2,22 \cdot 10^5$ км³, могло поступить в эвапоритовые бассейны $4,88 \cdot 10^6$ км³ NaCl. Выясняется, что в эпоху раннего кембрия из океана могла удалиться гораздо большая масса каменной соли, чем захоронилась в недрах Земли ($1,15 \cdot 10^6$ км³). Если эта масса ($3,73 \cdot 10^6$ км³) в результате оттока насыщенных по галиту рассолов обратно в океан погрузилась в глубокие участки и изолировалась от остальных вод, то тогда удаленный из океана объем NaCl остался бы равным $4,88 \cdot 10^6$ км³. На протяжении раннего кембрия в океан с водами суши могло привноситься $3,4 \cdot 10^6$ км³ солей. Тем самым устанавливается, что возможная удаленная из океана в течение раннего кембрия масса каменной соли может равняться $1,48 \cdot 10^6$ км³. Этого количества достаточно, чтобы понизить соленость вод кембрийского

океана до $31,5^0/_{00}$, т. е. опреснить циркулирующие океанические воды на $3,5^0/_{00}$.

Произведем теперь аналогичные расчеты для пермского периода. Попытка оценить влияние на соленость пермского океана не только осаждения каменной соли, но и изоляции рассолов после сульфатно-кальциевого осадконакопления была предпринята А. Д. Фишером [1968]. Он пришел к выводу, что главным образом из-за оттока рассолов могло произойти снижение солености океана в перми до $30^0/_{00}$. Однако А. Д. Фишер не располагал данными об объеме пермских сульфатно-кальциевых пород и его вывод был получен путем других рассуждений.

Быше было установлено, что масса пермской каменной соли, равная $1,6 \cdot 10^6$ км³, не могла оказать никакого влияния на изменение солености вод пермского океана, так как в пермскую эпоху в океан поступало приблизительно такое же количество солей с суши.

Расчеты по объему сульфатно-кальциевых пород дают следующий результат. Масса пермских гипсов и ангидритов достигает $1,48 \cdot 10^5$ км³. Пропорционально ему из резерва солей океана могло вынестись $3,256 \cdot 10^6$ км³ NaCl. Из этого объема $1,6 \cdot 10^6$ км³ каменной соли захоронилось в недрах солеродных бассейнов и столько же ($1,656 \cdot 10^6$ км³) могло возвратиться с рассолами обратно в океан. В случае, если привнесенная обратно масса солей погрузилась на абиссальные глубины и изолировалась от циркулирующих океанических вод, то тогда общее количество извлеченного из круговорота при эвапоритовой седиментации NaCl останется равным $3,256 \cdot 10^6$ км³. Объем каменной соли, который мог поступить за пермскую эпоху в океан с суши, составляет $1,7 \cdot 10^6$ км³. Значит в конечном счете из вод Мирового океана в пермском периоде могло удалиться $1,556 \cdot 10^6$ км³ NaCl. В результате этого соленость океана снизилась бы почти на $3,5^0/_{00}$ и составила $31,5^0/_{00}$.

Как видно, полученная цифра солености вод океана в конце пермского времени немногим отличается от приведенной А. Д. Фишером.

Выполнить подобные же расчеты для позднейюрского и миоценового этапов грандиозной эвапоритовой седиментации в настоящее время не представляется возможным из-за отсутствия данных по объему осажденных сульфатно-кальциевых пород. Однако можно предполагать, что в поздней юре и в миоцене влияние эвапоритового осадконакопления на соленость вод Мирового океана было, хотя и не столь значительно, как в раннем кембрии и перми, но, вероятно, также велико.

ВЫВОДЫ

Результаты приведенного анализа позволяют заключить, что эвапоритовая седиментация в этапы грандиозного галогенеза могла сопровождаться весьма ощутимым опреснением вод Мирового океана. Однако произойти это могло только при условии захоронения концентрированных рассолов с огромной массой NaCl в депрессиях абиссального ложа океана, как предполагал А. Д. Фишер [1968]. Во всех других случаях понижения солености океана практически не происходило бы.

Вместе с тем возможное после эвапоритового осадконакопления опреснение циркулирующих океанических вод способно было оказать глобальное воздействие на целый ряд процессов, происходящих на Земле [Жарков, 1971; Яншин, 1977; Яншин, Жарков, Казанский, 1977].

Опреснение должно было оказать влияние на органический мир океана. Проблема эта уже давно обсуждается в литературе [Beurlen, 1956; Fischer, 1964; Khlebovich, 1969; Kinne, 1964; Nakazawa, Runnegar, 1973; Newell, 1963; Schopf, 1974; Stevens, 1977; Simberloff, 1974; Forney, 1975; Lantzy e. a., 1977], особенно в связи с массовым вымиранием стеногалиц-

ных организмов в конце перми, когда число семейств морских беспозвоночных сократилось почти на 50%. Как предполагал А. Д. Фишер [Fischer, 1964], для массового вымирания организмов необходимо снижение солености вод Мирового океана примерно до 30‰, т. е. их опреснение на 5‰ по сравнению со средней соленостью современного океана. Близкие цифры опреснения, необходимого для фаунистического кризиса, приводят другие исследователи [Kinne, 1964; Stevens, 1977; Lentz et al., 1977]. Такое снижение солености, по расчетам А. Д. Фишера, было возможно за счет изоляции рассолов и их захоронения на больших глубинах. К. Стевенс [Stevens, 1977] предположил, что пермский океан мог опресниться до 28—30‰ за счет осаждения масс каменной соли, однако, как выше было показано, одного этого недостаточно, чтобы достичь такого снижения солености вод Мирового океана.

Полученные нами данные позволяют предполагать понижение солености циркулирующих вод океана всего лишь на 3,5‰. Опреснение на такую величину не могло вызвать массового вымирания морских организмов в конце палеозоя. Вместе с тем следует учитывать ряд других обстоятельств, которые в конечном счете могут привести к фаунистическому кризису. Как уже отмечалось, в этапы грандиозного эвапоритового осадконакопления должна была значительно возрастать площадь суши на континентах и в значительно большем количестве должно было поступать в океан континентальных вод, приносящих с собой растворенные соли. Однако при этом процессе могло происходить повсеместное расслоение эпиконтинентальных морей и шельфовых зон океанов. Учитывая, что основная масса океанических вод имела соленость 31,5‰, понижение солености эпиконтинентальных и шельфовых морей на 1,5—2‰ способно было привести к вымиранию стеногалинной фауны. Одновременно с этим при относительно высоком положении континентов, по-видимому, менее обширными были шельфовые зоны. По предположению Т. Шопфа [Schopf, 1974], в конце пермского периода в результате спрединга площадь, занимаемая мелководными морями, должна была сократиться. В сумме все это способно было оказать решающее влияние на опреснение эпиконтинентальных и шельфовых морей, что сопровождалось бы катастрофическим вымиранием морских беспозвоночных организмов в конце пермского периода. Однако следует еще раз отметить, что произойти это могло лишь при очень благоприятном стечении обстоятельств: во-первых, изоляции концентрированных рассолов в абиссальных глубинах океана, во-вторых, сокращении площади мелководных морей и, в-третьих, дополнительном опреснении эпиконтинентальных и шельфовых морей континентальными водами суши. Возможно, именно подобное сочетание условий возникло в конце перми.

Значительное влияние могло оказать опреснение вод Мирового океана также и на образование ледяного покрова в средних и высоких широтах. Как известно [Будыко, 1962; Степанов, 1974; Булгаков, 1975; Попов и др., 1979], для современного Мирового океана характерны закономерные колебания солености при прослеживании от низких к высоким широтам. Воды несколько повышенной солености (от 35 до 36,8‰) концентрируются приблизительно в поясе, ограниченном 40° северной и южной широт. Между 40—50° как Северного, так и Южного полушарий фиксируется снижение солености поверхностных вод (примерно до глубин 300—500 м) на 1,0—1,5‰ [Степанов, 1974; Попов и др., 1979], а при приближении к полярным областям воды еще более опресняются. Вообще, существование верхнего опресненного слоя — важная особенность строения водной толщи Северного Ледовитого океана. Такое же строение водной толщи отмечается и для приполярных зон Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Важную роль играет опресненный слой в образовании ледяного покрова в приполярных областях Земли.

Если предположить, что аналогичные колебания солености поверхностных вод существовали в пермском периоде, то при всеобщем опреснении пермского океана до 31,5‰ поверхностные приполярные воды могли иметь более низкую соленость, достигающую 28—30‰. Это в еще большей мере, чем в современную эпоху, оказало бы влияние на увеличение ледяного покрова арктических областей. Кроме того, опреснение шельфовых морей, расположенных в высоких широтах, явилось бы дополнительным фактором, способствовавшим вымиранию морских организмов в этих акваториях Мирового океана.

Следует также отметить, что сульфатно-кальциевая седиментация, особенно когда она была значительной, оказывала существенное воздействие на эволюцию не только гидросферы, но и атмосферы [Гаррелс, 1975; Жарков, Яншин, 1980]. Накоплению значительных масс сульфатно-кальциевых пород должно предшествовать поглощение большого объема кислорода из атмосферы при окислении сульфидной серы в сульфатную. После осаждения гипсов должно происходить выделение CO_2 , что является предпосылкой для образования и осаждения повышенного количества органического вещества. Все это, в свою очередь, отражалось на карбонатном осадконакоплении и влияло на солевой состав вод Мирового океана. Кроме того, огромные массы осажденного в этапы эвапоритовой седиментации сульфата кальция выносили из океана очень значительный объем Са. Роль карбонатообразования и удаления из океанических вод Са могла быть решающей в процессе вымирания морских организмов.

Можно, таким образом, заключить, что между эвапоритовым осадконакоплением, карбонатной седиментацией, осаждением органического вещества и эволюцией гидросферы и атмосферы Земли существовали тесные связи, которые остаются еще недостаточно расшифрованными.

ЛИТЕРАТУРА

- Будыко М. И. Полярные льды и климат.— Изв. АН СССР. Серия геогр., 1962, № 6, с. 3—10.
- Булгаков Н. П. Конвекция в океане. М.: Наука, 1975. 112 с.
- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 398 с.
- Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М.: Наука, 1963, с. 253—277.
- Валяшко М. Г., Власова Н. К. Устойчивость солей магния в растворах морского происхождения и ее геохимическое значение.— Вестн. МГУ, 1975, № 4, с. 16—27.
- Гаррелс Р. М. Круговорот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени. М.: Наука, 1975. 45 с.
- Гаррелс Р. М., Маккензи Ф. Т. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
- Жарков М. А. Эволюция соленакпления в геологической истории.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 260—299.
- Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 392 с.
- Жарков М. А. История палеозойского соленакпления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
- Жарков М. А., Яншин А. Л. Эволюция сульфатонакопления в геологической истории.— В кн.: Доклады сов. геологов на XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980 (в печати).
- Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации. М.: Недра, 1972. 327 с.
- Калико М. К. Соленакпление, образование соляных структур и их влияние на нефтегазовосность. М.: Недра, 1973. 132 с.
- Кудрявцев Н. А. О закономерностях накопления ископаемых солей.— Сов. геология, 1966, № 7, с. 17—35.
- Лотце Ф. Распространение эвапоритов в пространстве и времени.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968, с. 321—336.
- Попов Н. И., Федоров К. Н., Орлов В. М. Морская вода. М.: Наука, 1979. 328 с.
- Ронов А. Б. К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы.— Геохимия, 1959, № 5, с. 397—409.
- Ронов А. Б. Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.

- Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода).— *Геохимия*, 1976, № 8, с. 1252—1277.
- Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 90 с.
- Созанский В. П. Геология и генезис соленосных образований. Киев: Наукова думка, 1973. 200 с.
- Степанов В. П. Мировой океан. М.: Знание, 1974. 213 с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Фишер А. Д. Опреснение океанов как причина вымирания морской фауны на рубеже перми и триаса.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968, с. 362—370.
- Яншин А. Л. Основные проблемы соленакпления.— В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—15.
- Яншин А. Л., Жарков М. А., Казанский Ю. П. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых.— *Геол. и геофиз.*, 1977, № 11, с. 90—97.
- Beurlen K. Der Faunenschnitt an der Perm-Triasgrenze.— *Z. Deut. Geol. Ges.*, 1956, Bd 108, H. 88, S. 132—145.
- Borchert H., Muir R. O. Salt deposits — the origin, metamorphism, and deformation of evaporites. London: D. Van Nostrand Ltd., 1964. 338 p.
- Fischer A. G. Brackish oceans as the cause of the Permo-Triassic marine faunal crisis.— In: *Problems in paleoclimatology*. New York: Interscience Pubs., 1964, p. 566—577.
- Forney G. G. Permo-Triassic sea level change.— *J. Geology*, 1975, v. 83, p. 773—779.
- Garrels R. M., Mackenzie F. T. Evolution of Sedimentary Rocks. New York: W. W. Norton and Company, Inc., 1971. 397 p.
- Holland H. D. The geologic history of sea water — an attempt to solve the problem.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1972, v. 36, p. 637—651.
- Hsü K. J. The Miocen desiccation of the Mediterranean and its climatical and zoogeographical implications.— *Naturwissenschaften*, 1974, v. 61, p. 137—142.
- Khlebovich V. V. Aspects of animal evolution related to critical salinity and internal state.— *Marine Biology*, 1969, v. 2, p. 338—345.
- King R. H. Sedimentation in Permian Castile sea.— *AAPG Bull.*, 1947, v. 31, p. 470—477.
- Kinne O. The effects of temperature and salinity on marine and brackish water animals; II. Salinity and temperature salinity combinations.— In: *Oceanog. Marine Biol. Ann.*, 1964, p. 281—339.
- Lefond S. J. Handbook of world salt resources. New York: Plenum Press, 1969. 384 p.
- Lantzy R. J., Dacey M. F., Mackenzie F. T. Catastrophe theory: Application to the Permian mass extinction.— *Geology*, 1977, v. 5, p. 724—728.
- Mackenzie F. T., Garells R. M. Chemical mass balance between rivers and oceans. — *Amer. J. Sci.*, 1966, v. 264, p. 507—525.
- Meyerhoff A. A. Continental Drift, II: High-Latitude Evaporite Deposits and Geologic History of Arctic and North Atlantic Oceans.— *Geology*, 1970, v. 78, p. 1—51.
- Nakazawa K., Runnegar B. The Permian-Triassic boundary: A crisis for bivalves?— In: *The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary*. Canadian Soc. Petroleum Geologists Mem. 2, 1973, p. 608—621.
- Newell N. D. Crises in the history of life.— *Sci. American*, 1963, v. 208, N 2, p. 76—92.
- Ryan W. B. F. Geodynamic implications of the Messinian crises of salinity.— In: *Mediterranean Events in the Mediterranean*. Amsterdam: North Holland Publ. Co., 1973, p. 26—38.
- Ronov A. B. Probable changes in the composition of sea water during the course of geological time.— *Sedimentology*, 1968, v. 10, p. 25—43.
- Rubey W. W. Geologic history of sea water. An attempt to state the problem.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1951, v. 62, p. 1111—1148.
- Schopf T. J. M. Permo-Triassic extinctions: Relation to sea-floor spreading.— *Geology*, 1974, v. 82, p. 129—143.
- Scruton P. C. Deposition of evaporites.— *AAPG Bull.*, 1953, v. 37, p. 2498—2512.
- Sillen L. G. The physical chemistry of sea water.— In: *Oceanography*. Am. Assoc. for the Advancement of Sci. Publ. 67, 1961, p. 549—581.
- Simberloff D. S. Permo-Triassic extinctions: Effect of area on biotic equilibrium.— *Geology*, 1974, v. 82, p. 267—274.
- Stevens C. H. Was development of brackish oceans a factor in Permian extinctions?— *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1977, v. 88, p. 133—138.

О КЛИМАТИЧЕСКИХ АСПЕКТАХ ЭВОЛЮЦИИ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ В ФАНЕРОЗОЕ

Вопросы эволюции фосфатонакопления могут анализироваться с различных позиций — источников фосфора, физико-химических особенностей фосфатообразования (в связи с изменением состава атмосферы и гидросферы), палеотектонических и палеоландшафтных обстановок. В настоящей статье будут рассмотрены некоторые черты эволюции фосфоритообразования в позднем докембрии и фанерозое с точки зрения эволюции климатических условий.

Одним из первых вопросов о роли климатического фактора в фосфоритообразовании был поставлен Н. С. Шатским [1955], обосновавшим связь фосфора с вулканизмом для геосинклинальных фосфоритов и с развитием процессов выветривания в областях споса для платформенных. Н. М. Страхов [1960] рассмотрел климатические условия фосфатонакопления и пришел к выводу о формировании фосфоритов в морях как гумидных, так и аридных зон. Месторождения гумидных зон, по Н. М. Страхову [1960], формируются почти всегда на платформах, аридных — как на платформах, так и в областях геосинклинальных и передовых прогибов.

Взглядов на аридный климат регионов фосфатонакопления придерживаются в настоящее время многие исследователи. Наиболее полно эти представления были рассмотрены П. Куком и М. Макелхинни [Cook, McElhinny, 1979], связывающими фосфатообразование с авеллингом вблизи аридных зон суши; связь фосфоритонакопления и эвапоритообразования рассматривалась Хайтом [Hite, 1978].

В то же время целый ряд исследователей связывают фосфатонакопление, вслед за Н. С. Шатским [1955], частично [Сагунов, 1971] или полностью [Бушинский, 1966] с непосредственным выносом фосфора с континента, в том числе из развивающихся на континенте кор выветривания [Казаринов, 1966]. Роль выноса фосфора с континента для фосфатообразования принимается и некоторыми другими исследователями. В частности, П. Ховард и М. Хоуг [Howard, Hough, 1979] указывают на значение для фосфоритообразования одновременно как растворенного в морской воде фосфора, так и приносимого с континента.

Особенности климатической эволюции фосфатонакопления в истории Земли были намечены Н. А. Красильниковой [1967] в связи с анализом общей эволюции фосфатонакопления. Основные этапы общей эволюции следующие.

1. Дорифейское время: вулканогенный источник фосфора, хемогенное его осаждение с образованием бедных фосфоритов.

2. Рифей: в накоплении фосфора в океане доминируют вулканогенные процессы; фосфатонакопление приурочено к геосинклинальным областям. Среди фосфоритов появляются различные типы — афанитовые, оолито-зернистые, конкреционные. Растет значение роли живого вещества в фосфатонакоплении, хотя решающим остается хемогенное фосфатообразование.

3. Кембрий: накопившиеся в докембрии в водах океана резервы фосфора способствовали формированию с начала кембрия организмов с фосфатной раковиной. Процесс извлечения фосфора становится биохемогенным. Фосфатонакопление осуществляется в геосинклинальных областях.

4. Ордовик: фосфатообразование начинает осуществляться и на платформах, в том числе в зоне аридного климата. Широко развиты фосфатные беззамковые брахиоподы.

5. Средний и верхний палеозой: отсутствие интенсивного фосфоритообразования, за исключением пермского фосфатонакопления в западных штатах США.

6. Мезозой и кайнозой: фосфатонакопление осуществляется на платформах в аридных (крупные месторождения богатых фосфоритов) и гумидных (бедные желваковые фосфориты) областях.

Таким образом, ход эволюции фосфатонакопления сводился к смене геосинклинальных условий платформенными (которая началась в ордовике), хемогенного осаждения фосфатов — биохемогенным, к появлению фосфоритов в зоне аридного климата — также в ордовике. Для фосфоритов докембрийского времени предполагается вулканогенный источник фосфора, однако для более молодых фосфоритов источник фосфора не определяется.

П. Куком и М. Макелхинни [Cook, McElhinny, 1979] были рассмотрены пространственные и временные связи фосфатонакопления с эпохами оледенений, эвапоритообразования, формирования железных руд. Этими авторами была намечена следующая модель эволюции фосфатонакопления во времени.

1. 3400 млн. лет или ранее: содержание фосфора в гидросфере недостаточно для образования фосфоритов.

2. 3400—2200 млн. лет: концентрация фосфора в гидросфере (в результате дегазации и выветривания) возрастает. Слабое развитие мелководных морей и относительно низкая общая биомасса препятствуют образованию фосфоритов.

3. 2200—1800 млн. лет: подъем глубокой океанической воды, богатой железом и фосфором, возможно, во время оледенения Говгандра. Большая часть фосфора осаждается совместно с железом в полосчатых железистых формациях, но образуются также тонкие слои фосфоритов.

4. 1800—800 млн. лет: постепенное возрастание фосфора в гидросфере в результате выноса из профиля выветривания. Достаточное разделение железа и фосфора, что делает возможным образование некоторого количества фосфоритов.

5. 800—600 млн. лет: развитие большого количества месторождений фосфоритов, связанных с биотической сегрегацией фосфора и океаническим апвеллингом (возможно, развивавшимся в течение ледниковых и межледниковых эпох).

6. 600—400 млн. лет: высокая концентрация фосфора в мелководных кембрийских морях привела к развитию фауны с фосфатной раковиной. Это, в сочетании с образованием в низких широтах протяженного морского бассейна, привело к значительному фосфоритообразованию (главным образом пеллетному).

7. 400—200 млн. лет: фосфатообразование осуществлялось в незначительном объеме, за исключением пермского периода.

8. 200 млн. лет до настоящего времени: фосфатообразование в больших масштабах связано с хорошо развитым апвеллингом в Тетисе и в Атлантическом океане.

В. Г. Сагунов [1971], рассматривая черты эволюции фосфатонакопления на территории Казахстана, приходит к выводу о главенствующей роли вулканогенного (?) накопления фосфора в докембрии, возрастании роли биоса и приноса фосфора с суши и из океанических глубин в кембрии и ведущей роли биоса и выноса фосфора с суши в мезозое и кайнозое.

Ниже будут рассмотрены некоторые особенности состава фосфоритов и фосфоритоносных толщ, которые могли бы служить климатическими индикаторами обстановок их образования.

К гумидным образованиям позднего докембрия принято относить конкреционные радиально-лучистые фосфориты калюсской свиты валдайской серии венда Подолии [Страхов, 1960]. С перерожденными продук-

тами выветривания [Казанский, 1972] ассоциируют желваковые фосфориты стрельногорской свиты верхнего рифея Туруханского поднятия. В обоих случаях фосфориты характеризуются повышенным содержанием окиси железа, достигающим 3—4,6%, песчаники, вмещающие фосфориты, по преимуществу кварцевые, содержат глауконит [Копелиович, 1965; Казанский, 1972].

Вопрос об образовании фосфоритов в позднем докембрии в аридных зонах решается не столь однозначно. А. В. Ильин [1973] рассматривал фосфориты и ассоциирующие с ними породы Хубсугульского бассейна как продукт переотложения материала коры выветривания. Об этом свидетельствует, по его мнению, сонахождение фосфора с железом, марганцем, алюминием, кремнием, а также существование пестроцветной подфосфатной пачки, в составе которой присутствуют кварцевые алевролиты с карбонатно-железистым цементом, а кальцитовая составляющая карбонатной части пород преобладает над доломитовой.

Следует иметь в виду, однако, что терригенная составляющая фосфоритов Хубсугульского бассейна характеризуется «обилием полевых шпатов и других алюмосиликатов» [Ильин, 1973, с. 108], содержание железа (выраженное в форме окисного) по большинству проб [Ильин, 1973, табл. 2] не превышает 1%; более высокому содержанию железа отвечает также повышенное содержание Al_2O_3 . Фосфориты приурочены к полосе развития прибрежной зоны доломитов, сменяющихся к центральной части бассейна известняками. Все это указывает на малую вероятность существования на континенте в период формирования фосфоритоносной пачки гумидной обстановки. Что же касается присутствия в разрезе аллитовых пород с высоким содержанием железа и марганца, свидетельствующих о формировании на континенте кор выветривания, то они располагаются выше фосфоритоносных слоев.

Сходная картина наблюдается в разрезе отложений, развитых к северу от Хубсугульского бассейна, где стратиграфически выше фосфоритоносных пород залегают бокситоносные. Первые, по данным И. Н. Семейкина (устное сообщение), обладают полимиктовым составом терригенного материала, не позволяющего думать о развитии в это время на континенте процессов химического выветривания. Сами фосфориты [Бутов, Кокунин, 1980] характеризуются невысоким содержанием железа — обычно до 1%, реже несколько выше. Карбонат в составе фосфоритоносной толщи представлен доломитом. Как видно, и здесь следует предполагать существование аридного климата.

Бассейн Каратау, по Н. А. Красильниковой [1967], располагался в области гумидного климата. Но Э. А. Еганов и Ю. К. Советов [1979] указывают на возможно аридный климат в области бассейна. Н. А. Страхов [1960] также высказывался в пользу аридного климата на этой территории. Необходимо, однако, отметить, что, по данным Э. А. Еганова и Ю. К. Советова, при формировании отложений, подстилающих собственно фосфоритоносные слои (кыршабактинская свита, содержащая глаукониты) и перекрывающих их (железо-марганцевый горизонт), принимали участие продукты выветривания с суши. Вопрос о климатических условиях формирования фосфоритов бассейна нельзя считать решенным.

Образование кембрийских фосфоритов бассейна Джорджина в Австралии обычно связывается с апвеллингом [Cook, McElhinny, 1979; Ziegler e. a., 1979]. В кремнистой пачке известняков Торнтония, непосредственно подстилающих фосфоритовые слои, наблюдаются псевдоморфозы по гипсу, ангидриту, галиту — реликты существовавшего здесь бассейна повышенной солености, что позволяет рассматривать климат области фосфатонакопления во время формирования кремнистой пачки как аридный. В то же время в фосфоритоносных отложениях, как и в бассейнах Каратау и Хубсугул, встречаются железо-марганцевые породы.

При этом содержание железа и марганца повышено во многих пробах фосфоритов — до нескольких, а в отдельных случаях (особенно в выщелоченных образцах) — до десятков процентов. Предполагается, что железо и марганец приносились с континента, где они представляли остаточные продукты выветривания докембрийских пород [Howard, Hough, 1979]. По мнению последних авторов, фосфоритообразование было связано не только с фосфором, растворенным в морских водах, но и с приносом его реками.

Климатическая приуроченность кембрийских фосфоритов Китая не ясна. П. Кук и М. Макелхинни [Cook, McElhinny, 1979] отмечают ассоциацию фосфоритов в Синьяне с железными рудами. Палеоширотное положение кембрийских фосфоритов Китая такое же, как и юрских фосфоритов СССР в восточной части Восточно-Европейской платформы — 30—50°. Они формировались, как признается многими исследователями [Страхов, 1960; Красильникова, 1967], в гумидных условиях.

Как видно из приведенного краткого обзора важнейших областей развития позднекембрийских и кембрийских фосфоритов, вопрос климатического положения большинства из них не решается однозначно.

Несомненен (или вероятен) гумидный климат в областях фосфатонакопления для некоторых из проявлений (упомянувшиеся выше докембрийские фосфориты Подолии, Енисейского кряжа). Однако по большинству бассейнов позднего докембрия и кембрия исследователями высказываются противоречивые точки зрения на климатические условия фосфатонакопления и (или) источники фосфатного вещества. Это касается бассейнов Хубсугульского, Южно-Китайского, Каратау, отчасти Джорджина. Как бы то ни было, точка зрения об аридном климате при фосфатонакоплении в указанных бассейнах принимается не всеми исследователями.

Проанализируем теперь климатическое положение ордовикских бассейнов фосфатонакопления. Проявления или месторождения фосфоритов этого возраста известны в Европе, Азии, Америке, Австралии. В качестве примера рассмотрим фосфоритоносный бассейн среднего ордовика Сибирской платформы (ландейльский ярус), который является одним из древнейших внутренних эпиконтинентальных фосфатоносных бассейнов. Сведения о фосфоритоносности этих отложений приведены в большом количестве работ [Красильникова, Смирнов, 1955, 1962; Красильникова, 1959; Домниковский, Либрович, 1959а, б; Марков, Занин, 1979; и др.].

Наиболее интересные фосфатопроявления известны в южной части Сибирской платформы — в Иркутском амфитеатре и в бассейне Подкаменной Тунгуски. Здесь имеются различные типы фосфоритов, связанные главным образом с терригенными породами — ракушечные, зернистые, желваковые. Фосфориты, как правило, бедные, но в отдельных случаях по мощности пласта и содержанию P_2O_5 достигают промышленных значений (в частности, таково проявление зернистых фосфоритов на Подкаменной Тунгуске). Пласт фосфоритов, залегающий в самой нижней части разреза среднеордовикской толщи [Марков, Занин, 1979], имеет мощность 1,5—1,6 м при содержании P_2O_5 , равном 18—19%. Размер фосфоритовых зерен — от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Пласт сложен зернами кварца и фосфорита. Примесь других минеральных компонентов невелика. Лишь в самой нижней части пласта встречается повышенное количество пирита, вплоть до присутствия пиритовых конкреций; в пределах же всей остальной части содержание железа (в перерасчете на Fe_2O_3) не превышает 2%.

Ракушечные фосфориты представлены главным образом скоплениями раковин лингул. В маломощных прослоях (до нескольких сантиметров) содержание P_2O_5 может достигать 25—30%, но на более значительную мощность эти содержания ниже. Один из пластов при мощности 1,95 м содержит P_2O_5 в пределах 6—11%. Ракушечные фосфориты ордовикских

отложений Прибалтики при таких соотношениях мощности пласта и содержания в нем P_2O_5 являются промышленными ввиду их хорошей обогатимости.

Проявления зернистых и ракушечных фосфоритов в среднеордовикском бассейне Сибирской платформы тяготеют к мелководным (песчаным) отложениям. При этом ракушечные фосфориты располагаются ближе к береговой линии ордовикского моря, чем зернистые.

Ордовикские фосфориты Сибирской платформы, как правило, оже-лезнены: содержание окислов железа в них весьма различно — от 1—2 до 8—10%. В последнем случае порода становится фосфатно-железистой. Однако не только высокое содержание железа определяет связь этого элемента с фосфором в среднеордовикских отложениях. К ним приурочены залежи оолитовых железных руд. Эти руды сложены преимущественно гематитовыми оолитами, т. е. однотипны с известными рудами Клинтона в Северной Америке. При этом территориально фосфориты и оолитовые железные руды в основном разобщены.

Положение среднеордовикских отложений в общем разрезе морских отложений южной части Сибирской платформы (Иркутском амфитеатре) следующее. Верхнедокембрийские отложения представлены преимущественно доломитами, доломит-ангидритами, ангидритами и песчаниками; нижнекембрийские — песчаниками, известняками, доломитами, ангидритами и каменной солью; среднекембрийские — главным образом известняками, доломитами, ангидритами, каменной солью и красноцветными мергелями и песчаниками; верхнекембрийские — песчаниками, аргиллитами и доломитами. Перекрываются среднеордовикские отложения красноцветными, преимущественно терригенными породами с прослоями гипса.

Как видно, отложения, подстилающие и перекрывающие среднеордовикские образования, сформированы, несомненно, в аридных условиях. Фосфоритоносные отложения являются единственными в разрезе всего нижнего палеозоя Иркутского амфитеатра, где полностью отсутствуют эвапориты. Эти преимущественно терригенные породы, включающие отдельные прослой известняков, характеризуются довольно разнообразной фауной. Какие-либо следы аридности климата в них отсутствуют. В. Л. Либрович [1957], отмечая это обстоятельство, связывал его со среднеордовикской трансгрессией. Ф. Н. Никольский [1968] также трактовал климат этого региона в кривошумское время как тропический влажный. С другой стороны, для среднеордовикских отложений характерны такие признаки, как существенно кварцевый состав песчаников, каолинитовый в некоторых случаях состав их цемента, присутствие, наряду с фосфоритами, оолитовых железных руд, признаков свободного глинозема. Все это свидетельствует о развитии на континенте в это время процессов значительного химического выветривания [Занин, 1964, 1970]. На возможность формирования коры выветривания на границе нижнего и среднего ордовика указывал В. И. Бгатов [1966]. Г. Н. Черкасов [1967] описал остаточные продукты выветривания конца досреднеордовикского времени — начала среднего ордовика, содержащие фосфатно-железистые продукты, в бассейне Подкаменной Тунгуски. Основываясь на этих данных, можно заключить, что климат в период образования фосфатных руд среднего ордовика был, несомненно, гумидным и фосфатообразованию сопутствовало формирование на континенте кор выветривания.

Оболочные песчаники нижнего ордовика Прибалтики являются, по мнению Н. М. Страхова [1960], образованиями гумидной зоны, а по данным Н. А. Красильниковой [1967] — аридной. Нам представляется более обоснованной первая точка зрения.

Верхнеордовикские фосфориты района г. Ботсвилла (штат Арканзас, США) [Шатский, 1955] чередуются в разрезе с марганцовисто-железисты-

ми рудами. Формирование последних связывается с выветриванием докембрийских кристаллических пород [Miser, 1922]. Также связанным с выветриванием можно считать генезис фосфоритов.

Неоднозначно решается в настоящее время вопрос о климатических условиях фосфатонакопления в пермском бассейне Фосфория. Г. И. Бушинский [1969] предполагал, что фосфор в этот бассейн привносился с суши реками, однако большинство исследователей [McKelvey *et al.*, 1953; и др.] связывают фосфориты формации Фосфория с апвеллингом в аридной климатической зоне.

Рассмотрим теперь климатическое положение мезозойских и кайнозойских фосфоритоносных бассейнов. Триасовые и большая часть юрских отложений бедны фосфоритами. Лишь в поздней юре начался новый этап фосфоритообразования, который продолжался в течение мела, палеогена и раннего неогена [Cook, McElhinny, 1979].

Верхнеюрские — нижнемеловые фосфориты хорошо изучены в пределах Восточно-Европейской платформы. С ними связаны такие известные месторождения, как Егорьевское в Подмосковье (волжский ярус верхней юры), Вятско-Камское в Приуралье (валанжинский ярус нижнего мела). Развиты здесь желваковые высокожелезистые фосфориты, залегающие в глауконитоносных кварцевых песчаниках, рассматриваются многими исследователями как типичные образования гумидных областей [Страхов, 1960; Шатский, 1955; Красильникова, 1967; Бушинский, 1966].

В валанжинском ярусе наряду с богатыми месторождениями фосфоритов в некоторых местах Восточно-Европейской платформы встречаются бедные оолитовые железные руды с многочисленными желваками фосфоритов [Формозова, 1960].

Верхнемеловые фосфориты образуют целый ряд промышленных месторождений. На территории Восточно-Европейской платформы развиты главным образом месторождения сеноманского возраста [Гиммельфарб, 1965], в Казахстане — сантон-кампанского [Сагунов, 1971]. Первые из них, по мнению В. И. Фоминского [1973], формировались в результате поступления фосфора в бассейн со стороны открытого моря. В. И. Сагунов в качестве источника фосфора для меловых, а также палеогеновых фосфоритов Казахстана принимает гумидные области суши, откуда происходил его вынос.

Верхнемеловые — палеогеновые фосфориты, широко развитые в отложениях Западно-Сибирской плиты, тесно связаны с глауконитоносными песками и порой ассоциируют с железными и железо-марганцевыми рудами. Так, фосфориты и железо-марганцевые руды соседствуют в пределах Марсятского месторождения [Тушина, 1962]. Имеются все основания считать, что фосфориты Западно-Сибирской плиты формировались за счет привноса фосфора с суши и накапливались в условиях гумидного климата.

Меловые и палеогеновые ожелезненные фосфориты, часто связанные с глауконитоносными отложениями, развиты и в ряде других регионов Земли: Центральном массиве во Франции, в Парижском бассейне и др. [Страхов, 1960].

Таким образом, несмотря на некоторые разногласия, многие исследователи считают фосфориты внутренних эпиконтинентальных бассейнов (ордовикских, меловых и палеогеновых) образованиями гумидного климата, связанными с процессами выветривания. Фосфориты подобных эпиконтинентальных бассейнов в большинстве своем бедные. Это позволило Н. М. Страхову [1960] сделать вывод, что более 80% мировых запасов фосфоритов связано с аридными зонами. Однако в настоящее время соотношение запасов фосфоритов аридных и гумидных зон нуждается в уточнении. Представляется, что общие запасы фосфоритов гумидных зон, несмотря на их относительную бедность, гораздо более значительны, чем

считалось до сих пор. Фосфориты этого типа эксплуатируются сейчас исключительно (или главным образом) в СССР, где они изучены лучше, чем в других регионах. Запасы для Советского Союза поэтому являются наиболее достоверными. Имеющиеся материалы показывают, что, хотя поискам и разведкам богатых руд типа Каратау в нашей стране уделялось значительно больше внимания, чем бедным желваковым, доля первых по количеству P_2O_5 в общем балансе выявленных запасов морских фосфоритов составляет 47%, вторых — 53%. По данным Б. М. Гиммельфарба [1965] эти цифры соответственно составляли 39 и 61%; в прогнозных запасах они равнялись 37 и 63%. Эти данные свидетельствуют о том, что фосфатонакопление в гумидных эпиконтинентальных бассейнах было чрезвычайно мощным, сравнимым с фосфатонакоплением в аридных областях.

Вывод о существенной роли выветривания в фосфатообразовании представляется справедливым и для некоторых фосфоритов шельфовых приокеанических морей. Так, весьма близки по составу с фосфоритами эпиконтинентальных бассейнов перемытые фосфориты шельфа Юго-Западной Африки, ассоциирующие с окислами железа, глауконитом и шамотитом: они приурочены к отложениям, где преобладает кварцевый состав терригенного и кальцитовый карбонатного материала [Батурин, 1978]. В ряде случаев верхнемеловые и эоценовые фосфоритоносные образования Северной Африки также характеризуются признаками, позволяющими предполагать определенную роль переотложенных продуктов выветривания в их формировании, о чем свидетельствует, в частности, наличие палеогеновых железных руд в пределах Алжира-Тунисского фосфатоносного бассейна, известных в районе Гафсы [Шатский, 1955].

В настоящее время установлено, что многие фосфориты шельфовых зон океанов не являются современными [Батурин, 1978]. Касаясь бассейна Атлантического океана, Е. М. Емельянов и Е. А. Романкевич [1979] сделали вывод, что фосфатонакопление здесь в палеоген-неогеновое время происходило в невиданных масштабах. «Это накопление началось в верхнем мелу, однако наиболее интенсивно протекало в эоцене и особенно в миоцене» (с. 162). Такой вывод согласуется с данными П. Кука и М. Макелхиши [Cook, McElhinny, 1979] по распределению запасов P_2O_5 в позднемезозойское и кайнозойское время. Приведенные материалы позволяют наметить позднемеловой, эоценовый и миоценовый этапы значительного фосфатонакопления. Характерно, что в эти этапы фосфориты формировались в весьма различных по палеогеографическому и палеотектоническому положению регионах — на шельфе Атлантического океана, в шельфовых и в примыкающих к ним эпиконтинентальных морях Тетиса, в платформенном эпиконтинентальном бассейне Западно-Сибирской плиты и т. д. Синхронность этапов фосфатонакопления в этих регионах требует своего объяснения.

Объяснение значительно упрощается, если связывать фосфатонакопление с привносом фосфора не только из океанического источника, но и с континента, и именно последнему отводить регулирующую роль в фосфоритообразовании. В таком случае фосфатообразование следует связывать не только с процессами, происходящими в океане, но и с обстановкой на континенте, в первую очередь — с развитием здесь кор выветривания, стимулирующих вынос растворенных веществ, в том числе фосфора, в морские бассейны. Этот вопрос целесообразно рассмотреть на примере Африки, где процессы и этапы образования кор выветривания в связи с формированием здесь крупных месторождений бокситов изучались весьма детально.

В последние годы все большее количество исследователей приходит к выводу о древнем возрасте латеритных кор выветривания Африки. Этот вопрос недавно был рассмотрен С. Т. Акаемовым, В. А. Теняковым, С. С. Прокофьевым [1980], которые выделили в Западной Африке три эпо-

хи латеритного выветривания: меловую, эоценовую и миоценовую. Эти эпохи выветривания совпадают с этапами фосфоритообразования в бассейне Атлантического океана, намеченными Е. М. Емельяновым и Е. Л. Романкевичем*.

При сопоставлении данных по стратиграфическому распределению запасов фосфата [Cook, McElhinny, 1979] с выводами А. Б. Ронова [1976] о развитии трансгрессий и регрессий в фанерозое, видно (см. рисунок), что в мезозое и кайнозое этапы повышенного фосфатонакопления (поздняя юра, поздний мел, эоцен, миоцен) отвечают трансгрессиям, а пониженного (триас, ранняя юра, олигоцен, отчасти палеоцен) — регрессиям.

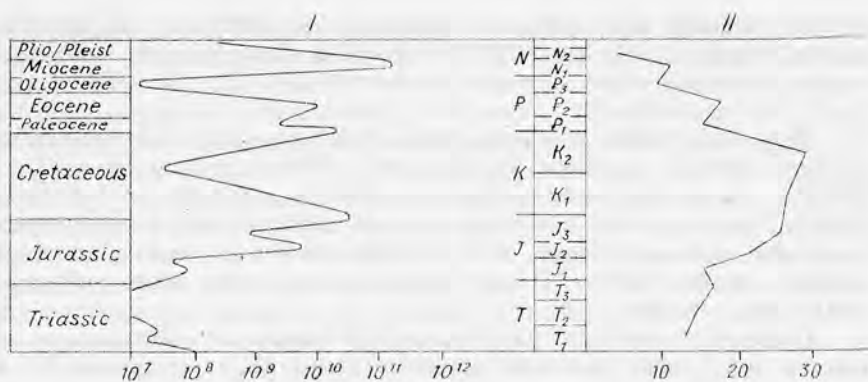
Одновременно этапы значительного фосфоритообразования характеризовались и более высокими температурами. Так, по данным Н. А. Ясаманова [1979] для территории европейской части СССР и Средней Азии южнее 42° с. ш. в неогене температурными максимумами отличался миоцен, в палеогене — эоцен; температурные минимумы фиксируются в палеоцене, олигоцене и плиоцене. Близкие климатические изменения отмечаются и в высокоширотных районах. На Аляске и в прилегающих к ней территориях теплый климат начала кайнозоя сменился во второй половине палеоцена более холодным. Последовавшее затем потепление в эоцене сменилось в олигоцене, особенно среднем, резким похолоданием. Новый этап потепления, начавшийся в конце олигоцена, достиг максимума в середине миоцена. В конце миоцена климат снова стал холодным, вплоть до появления на Южной Аляске оледенения [Монин, Шишков, 1979].

Повышение температур в эоцене и миоцене (или только в эоцене) устанавливается для различных регионов многими исследователями [Тейс, Найдин, 1973; Веу, 1966; Keyes, 1968; и др.]. Температуры олигоцена обычно определяются как низкие [Frakes, Kemp, 1972]. В этапы, характеризующиеся повышенными температурами и влажностью, можно ожидать усиления на континентах процессов химического выветривания. Этому выводу соответствует и заключение В. Барнетта [Burnett, 1977] о формировании фосфоритов у побережий Чили и Перу в плейстоцене в межледниковые периоды. Наблюдающееся иногда синхронное фосфато- и эвапоритообразование [Cook, McElhinny, 1979] может соответствовать глобальному повышению температур, вследствие которого возможны интенсификация процессов выветривания в гумидных зонах и повышенное осаждение эвапоритов в аридных.

Принимая положение о роли выветривания в формировании молодых, в первую очередь третичных, фосфоритов, следует предположить, что не только интенсивность, но и ареалы фосфатонакопления будут изменяться в соответствии с изменениями климата. Основные закономерности такой эволюции в кайнозое установлены достаточно надежно.

Как можно судить по имеющимся материалам [Schwarzbach, 1968; Dogman, 1968; Devereux, 1968; Синицын, 1967; Ясаманов, 1979; Монин, Шишков, 1979 и др.] начиная с олигоцена, несмотря на наблюдавшееся повышение и понижения температур, в целом отмечается прогрессирующее похолодание. Оно, по всей вероятности, сопровождалось сокращением областей развития интенсивного выветривания, вследствие чего могли уменьшиться площади фосфоритообразования и сместиться границы их максимального широтного распространения в направлении к экватору. По данным П. Кука и М. Макелхинни [Cook, McElhinny, 1979], верхнемеловые — эоценовые фосфориты образовывались до широты 60°, в том числе крупные месторождения — до широты 50°, а миоценовые — современные фосфориты формировались до широты 50°.

* Следует учитывать, что в некоторых случаях, как в эоцене Сенегала, фосфато- и бокситообразование были во времени разобщены.



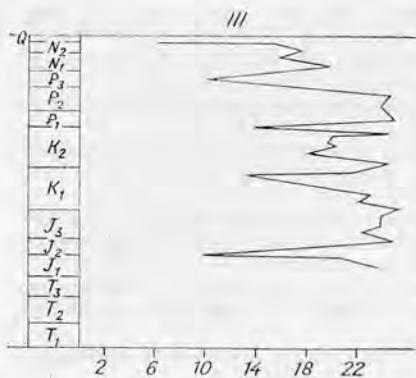
в том числе крупные месторождения — до широты 40° . Фактически последние данные следует отнести к миоцену — плиоцену (?), так как плейстоценовые фосфориты образуются на шельфе Перу — Чили между 5 и 21° и на шельфе Юго-Западной Африки между 20 и 23° ю. ш. [Батурин, 1979].

Столь узкая зона фосфатообразования в современную эпоху — одну из наиболее холодных для всего кайнозоя — объясняется, очевидно, не только положением океанических течений и областей апвеллинга, но и практически полным отсутствием фосфатонакопления в эпиконтинентальных бассейнах (как Балтийское море и др.). Последнее, в свою очередь, следует связывать с низким выносом фосфора с суши.

Современная эпоха характеризуется отсутствием или слабым развитием ряда других аутигенных образований. Ф. В. Чухров [1975] пришел к выводу, что в настоящее время в морских бассейнах не накапливаются в больших количествах окислы железа в связи с незначительным выносом железа из зоны гипергенеза. Это определяется, по его мнению, специфической (вялостью) современного выветривания. И. В. Николаевой [1977] был сделан вывод об отсутствии в морских бассейнах современного глауконита, причиной чего является слабое развитие современных кор выветривания. Древний возраст большинства фосфоритов современных океанических бассейнов И. В. Николаева также связывает со слабым развитием современных процессов выветривания. Как указывают С. Т. Акаемов и др. [1975], в современную эпоху процессы латеритизации наблюдаются главным образом на некоторых островах Тихого океана. Даже в Западной Африке, там, где процессы латеритного выветривания в третичном периоде были весьма интенсивными, в настоящее время формируются лишь каолиновые коры выветривания [Акаемов и др., 1980].

Как видно из сказанного, этапы повышенных температур и влажности, наиболее благоприятные для интенсификации развития кор выветривания, характеризуются и повышенным фосфатонакоплением. При этом фосфор, выносимый с континента в морской бассейн, в одних случаях непосредственно участвовал в формировании фосфатных залежей, что особенно проявляется в эпиконтинентальных бассейнах, в других — мог попадать в сферу действия океанических течений, способствуя таким образом их повышенной фосфатотдаче. Последний путь, возможно, был ведущим. При этом фосфор, поступивший в океанический бассейн в гумидной зоне, мог быть переотложен в аридной.

Роль климатического фактора в общей эволюции фосфатонакопления может быть, таким образом, оценена через влияние на развитие процессов выветривания. В позднем докембрии и палеозое фосфоритонакопление лишь в отдельных случаях уверенно связывается с непосредственным выносом фосфора из кор выветривания; фосфатообразование в это время осу-



Соотношение мировых запасов фосфата в месторождениях с трансгрессивно-регрессивным режимом морей на континентах и с изменением средних температур.

I — установленное количество фосфата в месторождениях (в тоннах P_2O_5) по П. Кукку и М. Макелхинни [Cook, McElhinny, 1979]; II — площади морей, покрывавших континенты (в % от общей площади материков) по А. Б. Ронову [1976]; III — изменение средних температур ($^{\circ}C$) на территории Средней Азии и европейской части СССР южнее 42° с. ш. по Н. А. Ясаманову [1979].

ществлялось главным образом за счет резерва фосфора в океане. Хотя этот фосфор в значительной степени (или целиком) также связан с выносом его с континента, в большинстве случаев непосредственная связь фосфоритообразования с конкретными эпохами выветривания пока еще не установлена достаточно надежно. В кайнозойское и частично в мезозойское время связь фосфатонакопления с глобальными изменениями климата представляется несомненной.

ЛИТЕРАТУРА

- Акаемов С. Т., Пастухов М. В., Теняков В. А., Ясаманов Н. А. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 55—77.
- Акаемов С. Т., Теняков В. А., Прокофьев С. С. Этапность бокситообразования в Западной Африке. — Докл. АН СССР, 1980, т. 249, № 1, с. 154—158.
- Батурич Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
- Батурич Г. Н. Фосфориты на континентальных окраинах. — В кн.: Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 301—373.
- Бгатов В. П. Некоторые закономерности в локализации фосфоритов. — В кн.: Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири. Л., 1966, с. 30—39.
- Бродская Н. Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука, 1974. 199 с.
- Бутов Ю. П., Кокунин В. В. Новые данные о фосфоритоносности позднего докембрия — кембрия Восточного Саяна. — Сов. геология, 1980, № 2, с. 53—59.
- Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов. — Литология и поздние ископаемые, 1966, № 3, с. 15—23.
- Бушинский Г. И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 110 с.
- Валеев Р. Н., Файзуллин Р. М., Языр М. М. Глобальный рифтогенез и процессы фосфатного рудообразования. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 934—937.
- Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождения фосфоритов СССР и их геологическая классификация. М.: Наука, 1965. 307 с.
- Доминиковский В. Н., Либрович В. Л. Формации ордовика Иркутского амфитеатра. — Сов. геология, 1959а, № 4, с. 126—132.
- Доминиковский В. Н., Либрович В. Л. О закономерностях распределения ордовикских фосфоритов в южной части Сибирской платформы. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1959б, с. 209—220.
- Еганов Э. А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 228 с.
- Еганов Э. А., Советов Ю. К. Каратау — модель региона фосфатонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 191 с.
- Емельянов Е. М., Романкевич Е. А. Геохимия Атлантического океана. Органическое вещество и фосфор. М.: Наука, 1979. 220 с.
- Занин Ю. П. Литология ордовикских и силурийских отложений Иркутского амфитеатра. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1964. 23 с.
- Занин Ю. П. Ордовикские и силурийские отложения Иркутского амфитеатра. Новосибирск: Наука, 1970. 218 с.
- Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1979. 167 с.
- Казанский Ю. П. Корреляция рифейских отложений Сибирской платформы по перетолженным продуктам выветривания. — В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск: Наука, 1972, с. 57—61.
- Казаринов В. П. Проблема поисков крупных месторождений богатых фосфоритов в Сибири. — В кн.: Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири. Новосибирск: Наука, 1966, с. 3—14.

- Копелювич А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
- Красильникова Н. А. Фосфориты Катангского бассейна.— В кн.: Геология месторождений горно-химического сырья. М.: Госхимиздат, 1959, с. 79—106.
- Красильникова Н. А. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 5, с. 156—163.
- Красильникова Н. А., Смирнов А. И. Об ордовикских фосфоритах Сибирской платформы.— В кн.: Геология горно-химического сырья. М.: Госхимиздат, 1955, с. 127—141.
- Красильникова Н. А., Смирнов А. И. Перспективность поисков фосфоритов в древнепалеозойских отложениях Сибирской платформы.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М.: Госгортехиздат, 1962, с. 245—264.
- Либрович В. Л. Цикличность в среднеордовикских фосфоритопосных отложениях южной части Сибирской платформы.— В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии. Т. 1. Уфа, 1957, с. 401—412.
- Марков Е. П., Занин Ю. Н. Зернистые фосфориты ордовика в бассейне р. Подкаменная Тунгуска.— Геол. и геофиз., 1979, № 3, с. 100—104.
- Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 407 с.
- Николаева И. В. Минералы группы глауковита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
- Никольский Ф. П. Фосфориты в отложениях среднего ордовика на севере Иркутской области.— Труды СНИИГГиМС. Серия Геол. осадочных полезных ископ., 1968, вып. 68, с. 62—64.
- Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода).— Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
- Сагунув В. Г. Геология агрономических руд Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971. 192 с.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.
- Страхов П. М. Климат и фосфатакопление.— Геология рудных месторождений, 1960, № 1, с. 3—15.
- Тейс Р. В., Найдш Д. П. Палеотемпературный и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.
- Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 168 с.
- Тункина А. М. Фосфориты мезокайнозойских отложений восточного склона Урала.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. Вып. 7. М.: Госгортехиздат, 1962, с. 191—214.
- Фоминский В. П. Фосфоритовосность сеномана центральной части Воронежской антеклизы.— В кн.: Генетические типы месторождений осадочных полезных ископаемых. М.: Недра, 1973, с. 75—84.
- Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 117—146.
- Черкасов Г. Н. Ордовикская кора выветривания в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуска.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск, 1967, с. 135—141.
- Чухров Ф. В. Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975. 206 с.
- Шатский Н. С. Фосфоритовосные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Сопещение по осадочным породам. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 7—100.
- Ясманов Н. А. К вопросу об эволюции температурного режима в фанерозое.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 6, с. 1427—1429.
- Beu A. G. Sea temperatures in New Zealand during the Cenozoic era, as indicated by molluscs.— Trans. Roy. Soc. N. Z. Geology, 1966, v. 4, p. 412—429.
- Burnett W. C. Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile.— Geol. Soc. America Bull., 1977, v. 88, p. 813—823.
- Cook P. J., McElhinny M. W. A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics.— Economic Geology, 1979, v. 74, p. 315—330.
- De Keyser F., Cook P. J. The geology of the Middle Cambrian phosphorites and associated sediments of north-west Queensland.— Australia Bur. Mineral. Resources, Geology, Geophysics Bull., 1972, v. 138. 79 p.
- Devereux I. Oxygen isotope paleotemperatures from the Tertiary of New Zealand.— Tautara, 1968, v. 16, p. 16—26.
- Dorman F. H. Some Australian oxygen isotope temperatures and a theory for a 30 million years world-temperatures cycle.— J. Geol., 1968, v. 76, p. 372—385.
- Frakes L. A., Kemp E. M. Influence of continental positions on early tertiary climates.— Nature, 1972, v. 240, N 5376, p. 26—28.
- Hite R. J. Possible genetic relationships between evaporites, phosphorites and iron-rich sediments.— The Mountain Geologist, 1978, v. 14, p. 97—107.

- Howard P. F., Hough M. J. On the geochemistry and origin D Tree, Wonarah, and Sherin Creek phosphorite deposits of the Georgina basin, Northern Australia.— *Economic Geology*, 1979, v. 74, p. 260—284.
- Keyes I. W. Cenozoic marine temperatures indicated by the Scleractinian coral fauna of New Zealand.— *Tautara*, 1968, v. 16, p. 125—131.
- McKelvey V. E., Swanson R. W., Sheldon R. P. The permian phosphorite deposits of Western United States.— In: *Comptes rendus de la 19 session du congress géologique international, Alger 1952, Section XI. Alger, 1953*, p. 45—134.
- Miser H. D. Deposits of manganese ore in Hill Batesville district, Arkansas.— *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1922, N 734, 38 p.
- Schwarzbach M. Tertiary temperature curves in New Zealand and Europe.— *Tautara*, 1968, v. 16, p. 141—169.
- Ziegler A. M., Parrish J., Humphreville R. Paleogeography, upwelling, and phosphorites.— In: *Proterozoic-Cambrian Phosphorites*, Cook P. J. and Shergold J. H., eds. Australia, Canberra Publ. and Print, 1979, p. 21.

И. В. НИКОЛАЕВА

ЭВОЛЮЦИЯ ОБСТАНОВОК ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА

В качестве одной из важнейших проблем современной теоретической геологии А. Л. Яншин рассматривает проблему эволюции осадочно-процесса в истории Земли. Весьма перспективным направлением в определении общих закономерностей осадкообразования и размещения осадочных полезных ископаемых является изучение аутигенных минералов. Большое значение придается исследованию глауконита как возможного индикатора солености морской воды и ее эволюции в геологической истории [Яншин, 1977]. Глауконит сопутствует многим полезным ископаемым (фосфоритам, оолитовым железным рудам, опокам, марганцевым рудам и т. п.). Он широко распространен среди терригенных, карбонатных и кремнистых пород на платформах, меньше — в миогеосинклиналях, поэтому изучение его может дать представление об условиях образования различных осадочных отложений.

Минералы группы глауконита (МГГ), слагающиеся химическими элементами, имеющими наиболее высокие кларки в земной коре, и широко распространенные в осадочных отложениях, заслуживают серьезного внимания. Индикаторные возможности, как и их ограничения, определяются не только составом, но и происхождением минералов.

Работами Н. М. Страхова [1953, 1960, 1972, 1976] заложены основы учения о диагенезе осадков, и с ними связано развитие представлений о диагенетическом образовании глауконита [Лисицына и др., 1974; Логвиненко, 1976; Николаева, 1977а; и др.]. Такое образование глауконита подтверждается приуроченностью минералов к зоне редуцированных осадков, микроконкреционной формой агрегатов и особенностями химического состава. Имея структуру диоктаэдрической слюды политипа 1М, минералы группы глауконита (МГГ) отличаются от высокотемпературных слюд совершенным изоморфизмом трехвалентных катионов $Fe^{3+}-Al$ и минералом $Mg-Fe^{2+}$ [Николаева, 1977а, б], тогда как высокотемпературные слюды практически не содержат Fe^{3+} и характеризуются совершенным изоморфизмом двухвалентных катионов $Mg-Fe^{2+}$. Образование глауконита связано со стадией начального диагенеза, протекающей на границе окислительной и восстановительной сред в верхнем слое осадка, обогащенного активно разлагающимся под влиянием аэробных бактерий органическим веществом. Эти процессы вызывают целую группу реакций: растворение сорбированных на терригенных частицах окислов и гидроокислов железа и алюминия, растворение коагулированных коллоидных частиц тех же

элементов, восстановление элементов, обменные реакции между иловой водой и минеральными частицами осадка, а также обмен веществ наддонной и иловой воды, интенсивность которого, по Страхову, может достигать соотношения 1200 л морской воды на 1 л порового раствора. Эта особенность процессов диагенеза создает двойственные черты химического состава минералов группы глауконита: с одной стороны, их состав отражает состав морской воды, а с другой — он несет черты восстановительных процессов. Иловая вода существенно отличается от морской, поэтому, попадая при перемыве осадков в морскую воду, глауконит подвергается изменению. Неблагоприятными для глауконита являются и резко восстановительные условия зоны глубинного диагенеза: в этих условиях образуется шприт, а глауконит подвергается изменению.

На фаціальном профиле от берега в глубь моря МГГ занимают определенное положение среди других аутигенных силикатов: шамозит — МГГ — смектиты (в случае полного профиля). Однако смектиты, будучи широко развитыми в мезозойских и кайнозойских отложениях, составляют небольшую долю в составе смешанослойных глауконит-смектитов в нижнепалеозойских и докембрийских толщах. Аналогичные составы МГГ отмечаются в ряде случаев и для мезозойско-кайнозойских бассейнов.

Формирование фаціального профиля аутигенных минералов находилось под контролем редукционной зоны осадков, эволюционировавшей от древних эпох к молодым под влиянием развития жизни на Земле, а также изменения морфологии и глубины морских и океанических бассейнов. От архея к протерозою происходило расширение редукционной зоны осадков [Страхов, 1963]. В нижнепалеозойских и позднедокембрийских бассейнах такие зоны локализовались как вблизи берега, так и на значительном удалении от него. Это способствовало образованию в осадках всего бассейна собственно МГГ, тогда как смектиты получили весьма ограниченное распространение. Кроме того, на образование МГГ существенное влияние оказывали источники сноса, в частности размыт гранитных массивов [Шейве и др., 1961; Ронов, 1980], являвшихся источником калия.

Эволюция редукционной зоны осадков тесно связана с эволюцией биосферы и атмосферы, в частности с изменением содержаний O_2 в атмосфере под влиянием фотосинтеза, явившегося, по мнению ряда исследователей, главным фактором эволюции органического мира [Соколов, 1976; Berkner, Marshall, 1959; Holland, 1965; Fischer, 1959; Urey, 1959; Barry Commoner, 1959; и др.]. Связывание CO_2 из атмосферы фотосинтезирующими организмами с фиксацией углерода в составе захороняющегося в осадках органического вещества при эквивалентном выделении кислорода [Неручев, 1977, с. 9] — этот механизм положен в основу модели для количественного расчета параметров древних атмосфер Земли. Увеличение биомассы в океанах и морях от древних эпох к молодым непрерывное, как предполагал Н. М. Страхов [1963], или непрерывно-прерывистое, как установлено А. Б. Роновым [1976] для фанерозоя, сопровождавшееся увеличением для ряда эпох содержаний свободного кислорода (точка Пастера, Беркнера — Маршалла и т. д.), возможно, способствовало увеличению толщины окисленной пленки осадков с Eh и pH, необходимыми для образования глауконита, с одной стороны, и расширению редукционной зоны и интенсивности редукции — с другой, что привело в конечном счете к увеличению массы глауконита в мезозойских и кайнозойских отложениях [Страхов, 1963].

Установленное нами ранее [Николаева, 1977а, б] пропорциональное увеличение в МГГ содержаний магния и двухвалентного железа в ряду осадочных комплексов от терригенных к терригенно-известняковым, известняково-доломитовым и гипсоносно-доломитовым (рис. 4) отражает переход от нормально-морских отложений к отложениям бассейна эвапоритового типа. Следовательно, содержания магния можно использовать для установления относительной солености морской воды. Параллельно с

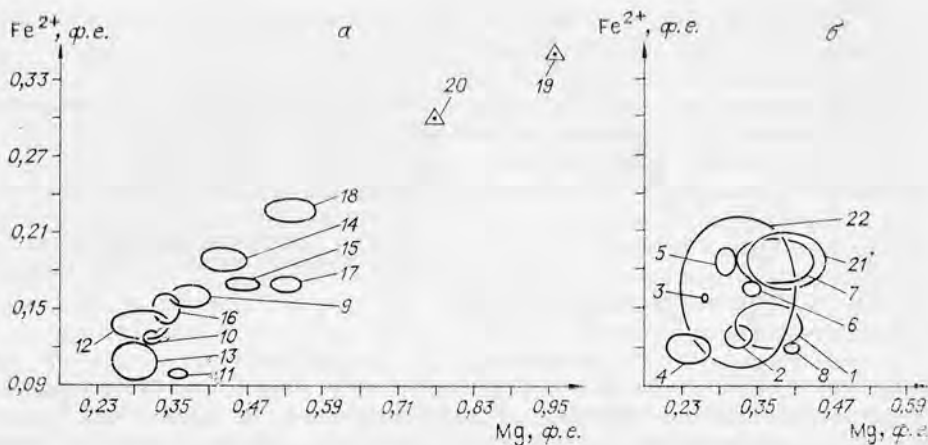


Рис. 1. 95%-ные доверительные эллипсы в координатах Fe^{2+} — Mg в комплексах терригенно-карбонатных (а) и терригенных (б) пород.

Центры эллипсов отвечают средним содержаниям катионов в формационных типах минералов: **терригенно-кварцевых**: 21 — осадков шельфов, 2 — третичного возраста, 3 — мелового, 4 — позднемелового, 5 — раннемелового, 7 — венд-рифейского; **терригенно-глинистых**: 22 — осадков шельфов, 6 — раннеордовинского возраста; **терригенно-вулканогенных**: 1 — третичного возраста; **терригенно-вулканогенно-известняковых**: 8 — третичного возраста; **терригенно-известняковых**: 9 — третичного возраста, 10 — мелового, 11 — позднемелового, 12 — раннемелового, 14 — ордовинского; **терригенно-мелового**: 13 — позднемелового возраста; **терригенно-известняково-доломитовых**: 15 — ордовинского возраста, 16 — то же, Прибалтики, 17 — то же, Сибирской платформы; **глисноосно-доломитового**: 19 — раннекембрийского возраста, 20 — позднерифейского.

магний в МГГ увеличивается содержание других таласофильных элементов, например лития и фтора, которые также могут быть использованы как индикаторы относительной солености.

Поскольку между соленостью и температурой морской воды существует прямая зависимость [Алекин, 1966; Хорн, 1972; и др.], закономерна попытка сопоставить изотопные данные по палеотемпературам бассейнов с содержанием магния в глаукоците. Наиболее многочисленные данные имеются по палеогеновым отложениям. Содержания магния в глаукоците в палеогеновых отложениях европейских бассейнов (Западной Европы и территории СССР) возрастают с севера на юг: от 0,2 формульной единицы (ф. е.) на территории Бельгии. Швеции до 0,5—0,7 ф. е. на территории Крыма, Кавказа, Болгарии, Венгрии, Румынии, и с востока на запад: 0,26—0,35 ф. е. в Волгоградском Поволжье, 0,35—0,40 ф. е. — в Предкавказье, 0,35—0,55 ф. е. — в центральных районах европейской части СССР, на Украине и в Белоруссии, 0,5—0,7 ф. е. — на территории Болгарии и Венгрии. Низкие содержания магния (0,20—0,35 ф. е.) характерны для эоценового глаукоцита Западной Сибири. Любопытно, что общие черты распределения Mg в глаукоците повторяют картину распределения палеотемператур, установленную по изотопному составу кислорода и соотношению кальция с магнием в раковинах моллюсков и крупных фораминифер [Тейс и др., 1957; Подгорецкий, Поповин, 1968; Бархатова и др., 1973; Ясаманов, 1975, 1977]. В палеоэоценовую эпоху палеотемпературы бассейна на севере европейской части нашей страны составляли 18—19°C, в Крымском бассейне — 23°C, в Нижнем Поволжье — 25,7°C, в Северо-Кавказском бассейне не превышала 20,5°C, в Закавказском достигала 26°C. Снижение температуры отмечается также с запада на восток. В Западном Устурте температуры не превышали 18—19,5°C, в Таджикской депрессии — 17°C. На европейской части территории СССР палеотемпературы бассейнов раннего эоцена сохраняются без изменений. Для Ферганского бассейна указывается верхний предел температур в 16—20°C. Эоценовое время в Сибири, согласно последним данным А. В. Гольберта с соавторами [Палеоклиматы Сибири..., 1977], существенно отличалось

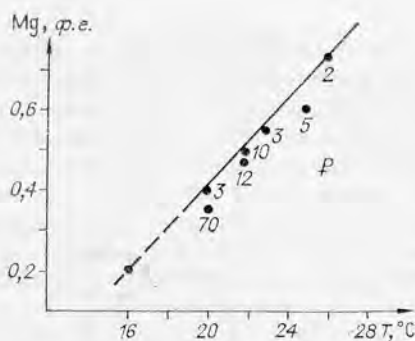


Рис. 2. Соотношение палеотемператур морской воды палеогена, полученных по изотопному составу кислорода и Mg/Ca органических карбонатов [Тейс, Найдин, 1973; Ясаманов, 1975, 1977; и др.], и средних содержаний Mg (число анализов показано возле точек) в глауконите.

по климату от более ранней (мел-палеоценовой) эпохи появлением резких сезонных колебаний температур, усиливающих с юга на север от 4—6 до 10—12°C; среднегодовые температуры для Северо-Казахстанской области составляли 18—20°C, для Западно-Сибирской — 12—18°C (на севере — 12—14°C).

Сходство в распределении содержаний магния в глауконите из отложений морских палеогеновых бассейнов с колебаниями палеотемператур бассейнов и прямое соотношение между первыми цифрами и вторыми (рис. 2) позволяют сделать вывод, что эти параметры взаимообусловлены. Следовательно, по содержанию магния можно не только различать бассейны нормально-морского и эвапоритового типов [Николаева, 1977а], но и устанавливать фаціальную зональность этих бассейнов (по температуре).

Очевидно, в соответствии с дифференциацией морской воды по температуре существовала ее дифференциация и по солености. Пределы вариаций солености нам предстоит еще выяснить, и МГГ могут внести существенный вклад в решение этой проблемы.

Маастрихтские глаукониты, изученные на пограничных территориях Русской платформы и Скифской плиты (Крым, Южное Приднепровье, Донбасс, Саратовское Поволжье), обнаруживают изменения в содержании магния с запада (0,40—0,58 ф. е.) на восток (Дагестан, 0,40—0,43 ф. е.) и северо-восток (0,20—0,43 ф. е. в Волгоградском — Саратовском Поволжье). С запада на восток устанавливается также снижение палеотемператур, рассчитанных по изотопному составу кислорода биогенных карбонатов [Тейс, Найдин, 1973]. Если нанести цифры содержаний магния на палеотемпературный график палеогена, то проинтерполированные по графику палеотемпературы маастрихта для указанных южных районов нашей страны будут укладываться в пределах 16,6—22,7°C, весьма близких к палеотемпературам, установленным по двусторонкам [Тейс и др., 1965; Тейс, Найдин, 1973], с той же тенденцией уменьшения температуры с запада на восток и северо-восток. Далее на восток, на территории Западной Сибири, температуры палеобассейнов снижались до 14—18°C [Палеоклиматы Сибири..., 1977].

Довольно широко в Европе распространены сеноманские глаукониты. Содержания магния в глауконите из отложений практически на всей территории европейской части СССР — от Прибалтики до Крыма и Кавказа — колеблются в небольших пределах — 0,43—0,49 ф. е., в единичных случаях — 0,53 ф. е., что не позволяет говорить о широтной климатической зональности на этой территории. Более низкие содержания магния характерны для глауконита из сеноманских отложений Чехословакии (0,35—0,48 ф. е.) и Франции (0,43—0,36 ф. е.), которые намечают субмеридиональную зональность в распределении этого элемента в глауконите Европы. Сравним эти данные с данными по палеотемпературам. Для Евразийского континента по соотношению изотопов кислорода в карбо-

натах ростров белемнитов и в аптихах аммонитов Р. Боуэн [Bowen, 1961] установил снижение температуры от берриаса (20—22,8°C) до баррема (17—20,5°C), повышение ее к альбу, для которого намечены наиболее высокие для раннего мела температуры (20—25°C для территории Франции и Англии, 21—22°C — Индии), хотя эти температуры и не достигали температур юрского времени, и снижение температуры к сеноману (до 16,8°C) для которого отмечается климатический минимум. Сеноманский климатический минимум не подтвердился, однако, результатами изотопных анализов органогенных карбонатов из отложений Русской платформы [Тейс, Найдин, 1973]. Для сеномана Русской платформы по изотопному составу кислорода в рострах белемнитов намечается температура 15,4—20,8°C, а по двустворкам — до 32°C. Если воспользоваться графиком соотношения изотопных палеотемператур по карбонатам и содержанию магния в глаукоците (построенным для палеогена) и проинтерполировать точки содержащий магния на температуру, можно получить по сеноманским глаукоцитам Русской платформы колебания температур в пределах 20,6—22,5°C, Чехословакии — 19—22, Франции — 16—19°C. Эти данные хорошо совпадают с изотопными температурами и подтверждают субмеридиональную температурную зональность на Европейском континенте в сеномане. Подтверждается также вывод Р. В. Тейс и Д. П. Найдина о том, что сеноманский климатический минимум не проявлялся глобально, как предполагал ранее Р. Боуэн: он выражен на территории Западной Европы, но не устанавливается для европейской части СССР.

Смена в разрезе терригенных толщ известняковыми одними исследователями рассматривается в качестве признака климатического оптимума и повышения температуры, другими (Р. Боуэн, Р. В. Тейс, Д. П. Найдин) устанавливается и обратная зависимость. Сравним распространение известняков в отложениях разного возраста на территории Восточно-Европейского бассейна. В альбских отложениях известняки имеют подчиненное значение, они известны только на территории Грузии и Дагестана, в сеномане область распространения известняков существенно продвинулась к северу, а в маастрихте известняки накапливались практически на всей территории бассейна [Палеогеография СССР, 1975], распространившись таким образом к северу, т. е. в сторону относительно пониженных палеотемператур. Поскольку от альба к маастрихту устанавливается снижение палеотемператур, постольку такая миграция карбонатных фаций, природа карбоната в которых преимущественно биогенная (кокколитофориды), может быть объяснена тем, что организмы были вынуждены приспособляться и приспособились к относительно пониженным температурам. В результате такой приспособляемости, с нашей точки зрения, могла возникнуть повышенная устойчивость раковин кокколитофорид к растворению в условиях пониженных температур и солености, что способствовало в дальнейшем более широкой миграции организмов вплоть до самых прибрежных зон с пониженной соленостью, с одной стороны, и обеспечило сохранность раковин кокколитофорид ниже критических глубин растворения других скелетных карбонатов в океане — с другой. Очевидно, увеличение роли карбонатных пород в составе морских отложений не может однозначно интерпретироваться в пользу повышения температуры палеобассейна и рассматриваться в качестве признака климатического оптимума, на что уже указывали специалисты по изотопному исследованию биогенных карбонатов, в частности Р. Боуэн, Р. В. Тейс и Д. П. Найдин.

Содержание магния в верхнеюрских — валацкинских глауконитах возрастает с севера — от центральных районов Русской платформы (0,24—0,37 ф. е.) к югу — на территории Болгарии (0,29—0,44 ф. е.). Палеотемпературы, восстановленные по изотопному составу кислорода [Bowen, 1961; Тейс, Найдин, 1973] и Ca/Mg в биогенных карбонатах,

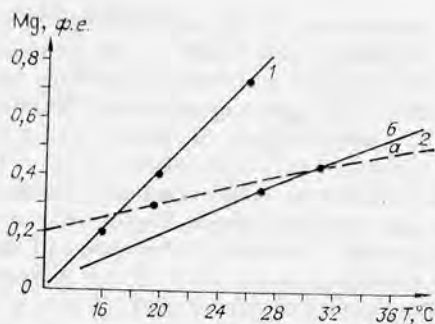


Рис. 3. Соотношение палеотемператур морской воды верхней юры, полученных по изотопному составу кислорода органических карбонатов [Bowen, 1961; Тейс, Найдиц, 1973], и содержания Mg в глауконите (2: а — по крайним цифрам температур и содержания магния; б — по наиболее высоким содержаниям магния и оптимальным температурам). Для сравнения дан график (1), рассчитанный для палеогена.

свидетельствуют о том, что юрский период был более теплым и менее разнообразным климатически, чем современный [Рухин, 1962; Хэллем, 1978]; климатический оптимум установлен для поздней юры, когда почти на всем Северном полушарии господствовали тропические и субтропические температуры [Синицын, 1967]. Если сопоставить содержания магния в глауконите с изотопными палеотемпературами (рис. 3), мы увидим, что между ними устанавливается прямо пропорциональная зависимость, однако градиент магния (т. е. увеличение содержания магния в глауконите с повышением температуры на 1°C) оказывается ниже, чем для мелпалеогенового времени. Юрские глаукониты [Начев, 1975; Николаева, 1977а] отличаются наиболее высоким, среди мезозойских и кайнозойских минералов рассматриваемой группы, содержанием алюминия, хотя оно и уступает содержанию алюминия в минералах докембрия. Эти особенности состава, т. е. повышенный алюминий и низкий градиент магния, свидетельствуют, с нашей точки зрения, о большой специфичности юрского климата по сравнению с климатом мелового и палеогенового времени на территории Евразии. Подтверждением этой точки зрения являются палеоклиматические реконструкции для юрского времени, проведенные с учетом комплекса литологических и палеонтологических данных, а также новые материалы о климатических условиях образования латеритных бокситов экваториальной зоны Земли [Акаемов и др., 1975]: о высоких температурах и постоянной высокой влажности, способствовавших гидролизу силикатов и интенсивной миграции всех элементов, кроме алюминия, хотя частичная миграция последнего также не исключается.

Относительно повышенные содержания алюминия в нижнепалеозойских МГГ позволяют нам использовать палеотемпературный график, полученный для юрских (а не палеогеновых!) глауконитов (см. рис. 1). Если на графике, рассчитанном для палеогеновых глауконитов, содержания магния в 0,4 ф. е. соответствуют палеотемпературе бассейна, равной 20°C, то те же содержания магния на графике для юрских глауконитов отвечают температуре палеобассейна, равной почти 30°C; содержания магния 1,00 ф. е., характерные для МГГ из гипсоносных доломитов нижнекембрийского эвапоритового бассейна, могут соответствовать палеотемпературе около 57°C. Колебания палеотемператур для эвапоритового нижнекембрийского бассейна (исключая зону соленакопления) могли быть в пределах от 34 до 55°C, что вполне сопоставимо с температурами карбонатообразования в современных эвапоритовых бассейнах. Не исключено, что для докембрийских МГГ, имеющих наиболее высокие содержания алюминия [Николаева, 1971], градиент магния для палеотемпературного графика окажется еще более низким, нежели полученный для юрских минералов. Вопрос требует доработки.

В одновозрастных отложениях известняки обычно рассматриваются в качестве индикаторов нормальной морской солености, а доломиты — повышенной. Примером древнего бассейна с повышенной соленостью считается, в частности, Балтийский бассейн в ордовикское (в том числе ниж-

неордовикское) время именно в связи с существенной ролью в составе отложений доломитов; однако палеонтологические данные говорят в пользу нормальной солености бассейна [Мянниль, 1966; и др.]. Содержания магния в глауконите из известняково-доломитовых отложений Балтийского бассейна существенно более низкие, нежели содержания магния в глауконите из нижнеордовикских отложений аналогичного состава Сибирского бассейна и даже ниже, чем в глауконите из терригенно-известняковых отложений того же бассейна (см. рис. 1). Таким образом, полагаясь на состав глауконита, можно сказать, что в бассейне эвапоритового типа, каковым являлся Сибирский, не только доломиты, но и известняки формировались при более высокой солености, нежели доломиты нормально-морского Балтийского бассейна.

В связи с этим заслуживает внимания вопрос о природе ордовикских доломитов Прибалтики, которые большинством исследователей рассматриваются как вторичные эпигенетические образования. М. А. Жарков [1974, 1977], исходя из законов морского галогенеза, рассчитал объемы морских магниевых рассолов на площади эвапоритовых бассейнов разного возраста и доказал, что они оставили свой след на составе пород эвапоритовых бассейнов. В настоящее время экспериментально подтверждена [Валяшко, Власова, 1975] неустойчивость магниевых рассолов на контакте с карбонатными и силикатными минералами: рассолы вступают с ними в реакцию, образуя серию метастабильных силикатов и карбонатов магния. Как известно, ордовикские отложения Прибалтики перекрыты силурийскими и девонскими толщами, отлагавшимися в эвапоритовых бассейнах. Очевидно, доломитизация первичных ордовикских известняков могла произойти в результате их взаимодействия с магниевыми рассолами в силурийское и девонское время, поскольку магниевые рассолы обнаруживаются как в коллекторах самих соленосных отложений, так и на значительном расстоянии в глубь подстилающих их пород [Валяшко, Власова, 1975].

Обратим внимание на средние составы МГГ из терригенно-известняковых комплексов (см. рис. 1). Как известно, известняки принято рассматривать в качестве одного из главных признаков нормально-морской солености. Несмотря на практическую идентичность минерального состава этих карбонатных пород, мы видим существенные различия в содержаниях магния в глауконите, происходящем из известняковых толщ разного возраста. Если следовать выводу о том, что изменение содержания магния в глауконите соответствует изменению солености, тогда можно предполагать, что так называемая нормальная морская соленость тоже не была константой, она эволюционировала в геологической истории: относительно повышенным магнием нормальная морская вода могла отличаться в раннем палеозое и позднем докембрии, к мезозою и кайнозою содержание магния снизилось в пользу насыщения морских вод кальцием и обогащения — натрием. При этом следует подчеркнуть, что минимальное насыщение магнием приходится на поздне меловое время, когда широко отлагался пясчий мел, в палеогене оно несколько возрастает. Это в целом соответствует эволюции состава карбонатных отложений в истории Земли [Ронов и др., 1972].

Кроме морской воды на формирование химического состава МГГ существенное влияние оказывали процессы выветривания. Это касается содержания алюминия, железа и, возможно, кремния. Содержания алюминия и железа не остаются постоянными, они меняются по фациальному профилю под влиянием различных факторов: первичной климатической зональности процессов выветривания, места глауконита на профиле миграции продуктов выветривания и интенсивности проявления процессов вторичного изменения МГГ (выветривания).

В нижнеордовикском Балтийском бассейне, характеризующемся отложениями сероцветных песков, глин, детритовых известняков и граптолитовых сланцев по периферии и пестро-красноцветных тонкозернистых известняков — к центру бассейна [Мянниль, 1966], в соответствии с фациальной зональностью меняется химический состав глауконита: от относительно повышенных содержаний алюминия по периферии бассейна к относительно повышенным содержаниям железа — к центральным его районам. При практически постоянном содержании двухвалентного железа это свидетельствует в пользу первичности химического состава глауконита. Зональность состава отражает различия в подвижности алюминия и железа на пути миграции элементов с суши в морской бассейн. Так же зонально проявляется химическая направленность процессов вторичного изменения глауконита: алюминизация и ожелезнение [Николаева, 1977а]. Алюминизация приурочена к зоне распространения первичных повышенно-алюминистых, а ожелезнение — к зоне распространения первичных повышенно-железистых глауконитов. Зона алюминизации характеризуется резко пониженной мощностью отложений, многочисленными признаками конседиментационного перемыва осадков и выветривания слагающих породы компонентов: окисление пирита, осветление в связи с этим зерен глауконита (серноокислотное выветривание), фосфатных раковин оболочек, диктионемовых сланцев и т. п. Таким образом, фиксируются многочисленные признаки древнего выветривания отложений. В зоне распространения повышенно-железистых глауконитов среди красноцветных известняков (о. Эланд, Швеция) установлено интенсивное выветривание минерала по типу ожелезнения [Николаева, 1977а]: локально, в отдельных участках наблюдается резкое увеличение в глауконите содержания трехвалентного железа, тогда как двухвалентное оказывается почти полностью окисленным. Любопытно, что именно к зонам выветривания тяготеет наибольшее число цифр изотопного возраста, отклоняющихся от эталонной — 500 млн. лет, принятой для нижней границы ордовика [Афанасьев, Зыков, 1975]. В зависимости от интенсивности изменений цифры варьируют в пределах 260—340 млн. лет, а с удалением от зон выветривания как будто начинают «удревняться» — до 450—500 млн. лет.

Сходные черты фациальной зональности химического состава МГГ отмечаются также в нижнепалеозойских отложениях Сибирского бассейна. Например, в нижнекембрийских отложениях этого бассейна глауконит широко распространен в так называемой переходной зоне, разделяющей солеродной и нормально-морской бассейны. В пестроцветных отложениях переходной зоны глауконит отличается относительно повышенной железистостью. Однако содержания железа в глауконите неравномерны, локально резко повышается (примерно в 1,5 раза) содержание трехвалентного железа, а двухвалентного — снижается; обычно это в прослоях, имеющих интенсивную красную окраску. Попытки датировать глауконит из отложений этой зоны не дали положительных результатов, все ожелезненные глаукониты показали «омоложенный» возраст, что связано с разрушением их структуры и потерей радиогенного аргона при выветривании.

Для нижнеордовикского бассейна южной части Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр) характерно распределение сероцветных терригенных и терригенно-известняковых отложений в прибрежной части и известняково-доломитовых, в том числе пестроцветных, в северных, центральных и северо-восточных районах. Первичный состав МГГ характеризуется увеличением содержания железа от берега к центральным частям бассейна, особенно к зоне пестроцветных отложений. В прибрежной части бассейна четко выделяется зона вторичного изменения глауконита по типу алюминизации, простирающаяся от нижнего течения Подкаменной Тунгуски к нижнему и среднему течению Ангары; на севере она ограничена областями древней эрозии, характеризуется сокращенной мощностью

отложений и сменяется в сторону берега зоной каолинизации кварцевых песков. В отложениях из зоны алюминизации, как и из зоны ожелезнения, цифры изотопного возраста глауконита оказываются омоложенными [Николаева и др., 1969], и степень «омоложения» тем больше, чем интенсивнее прошли изменения.

В палеогеновом (эоцен-олигоцене) бассейне Русской платформы состав отложений меняется с севера на юг — от песков и песчано-глинистых отложений к терригенно-карбонатным. Содержание алюминия в глауконите возрастает с юга на север, а железа — наоборот, к южным (Кавказ, Крым) зонам бассейна [Феношина, 1963; Бунин, 1968; Шехоткин, 1971; и др.]. Локально эта зональность нарушается увеличением содержания в глауконите железа или алюминия. В основном такие глаукониты приурочены к площадям с минимальными мощностями палеогеновых отложений на окраинах Украинского кристаллического щита, затопливаемых морем, вблизи Крымской суши, Донецкого острова и других положительных структур. Отмечается гипсометрический контроль [Махинин, 1951] алюминизации и ожелезнения глауконита: первый процесс проявился на более высоком, второй — на более низком уровне, что опять-таки соответствует общим закономерностям распределения алюминия и железа в гипергенных условиях.

В юрских отложениях Русской платформы и сопредельных территорий первичные повышенно железистые глаукониты отмечаются в северной зоне [Горбунова, 1950а, б], а повышенно алюминиевые — на юге, в частности на территории Грузии и Болгарии [Начев, 1975]. Северные выходы мел-палеогеновых отложений Русской платформы характеризуются относительно повышенным содержанием алюминия в глауконите, тогда как к югу (Крым, Кавказ) они фациально замещаются глауконитами с повышенным содержанием железа, т. е. в обратном, по сравнению с юрой, направлении. Такое распределение алюминия и железа в глауконитах представляется вполне закономерным и понятным, если учесть распределение бокситовых поясов [Горецкий, 1958]: северный мел-палеогеновый пояс захватывал центральные и северные территории европейской части СССР, а триасово-юрский пояс тяготел к зоне альпийской горной системы. Ранее А. Б. Роновым и А. А. Мигдисовым [1960] было установлено обогащение глинистых толщ в бассейнах седиментации алюминием в связи с эпохами бокситообразования. Однако оставалось неясным, связано повышенное содержание алюминия с корой выветривания или же с условиями в седиментационном бассейне. Фациальная зональность химического состава МГГ в мел-палеогеновых и юрских отложениях Русской платформы определенно свидетельствует о влиянии процессов выветривания на условия осадконакопления в бассейне, отражающемся в первичном составе МГГ. Эти данные позволяют также говорить, что не только железо, но и алюминий поступал из зоны выветривания в бассейн седиментации в форме, пригодной для образования аутигенных силикатов.

Рассматривая алюминизацию и ожелезнение как сопряженные в пространстве и, очевидно, во времени процессы, можно сказать, что эти процессы не специфичны для зон развития глауконита. Они широко проявляются в осадочных отложениях. Например, на Западно-Сибирской плите, особенно на восточной ее окраине, широко проявлена мел-палеогеновая зона континентальной каолинизации [Шумилова, 1963; Казанский, 1963; Николаева, 1967; и др.], которая фациально сочетается с зоной интенсивного развития прибрежно-морских оолитовых железных руд; первую можно сопоставить с алюминизацией, вторую — с ожелезнением. Следовательно, алюминизация и ожелезнение не только сопряжены, но и сопоставимы по интенсивности: чем интенсивнее и шире проявлена алюминизация, тем интенсивнее и шире проявляется ожелезнение; связаны они с древним выветриванием отложений и отражают главную закономерность

в распределении гипергенных алюминия и железа. Когда зона алюминизации охватывает прибрежно-морские отложения, тогда зона ожелезнения смещается в глубь бассейна; когда зона алюминизации отступает на сушу, тогда зона ожелезнения смещается к морскому побережью.

Таким образом, выветривание, как и состав морской воды, является важным фактором образования МГГ, определяющим их первичный состав, а также основные черты вторичного преобразования; последнее нарушает сохранность структуры, и минералы становятся непригодными для isotopного датирования. Связью с выветриванием объясняется периодичность образования повышенных скоплений МГГ в осадках, совпадающая с периодичностью интенсивного выветривания на Земле, или эпохами выветривания [Петров, 1967; Казаринов, 1973; Акаемов и др., 1975; и др.]. Основные скопления МГГ связаны с венд-нижнекембрийскими, юрскими и мел-палеогеновыми отложениями. Не вполне ясно распределение МГГ в верхнепалеозойских и докембрийских отложениях, это предстоит еще выяснить.

Увеличение содержания алюминия в МГГ от молодых отложений к древним [Smulikowski, 1954; Казаков, 1964; Николаева, 1974, 1977а, б] и смена железистых МГГ фанерозой алюминистыми в докембрии [Николаева, 1974, 1977а] отражает, очевидно, общую эволюцию физико-географических процессов на континенте и процессов выветривания — в частности. Установленные закономерности эволюции состава МГГ хорошо согласуются с данными об изменении обстановок бокситообразования в геологической истории [Михайлов, 1975], проявившемся в том, что от позднего протерозоя к палеогену и неогену образование бокситов перемещается от прибрежно-морских и лагуинных обстановок на островную, а затем и континентальную сушу, распространяясь при этом с карбонатного на алюмосиликатный субстрат. Эти данные объясняют закономерное появление алюминиевых МГГ в прибрежно-морских отложениях докембрийских бассейнов, обусловленное существенно иными физико-химическими условиями осадкообразования в те времена. Повышение температуры [Казанский, 1979], более высокая влажность древней атмосферы [Синицын, 1967], более высокие рН континентальных и морских вод могли обусловить гидролитическое извлечение алюминия и высокую подвижность этого элемента, позволившую ему достигать морского бассейна с большей легкостью, чем железу. Со временем в связи с заселением суши растительностью создались более кислые воды на суше и снижился рН морской воды, что способствовало большей подвижности железа, содержание которого достигло максимальных для МГГ значений в верхнем меле и палеогене. Содержания кремния в МГГ увеличиваются от древних эпох к молодым, отражая, как нам представляется, качественные изменения в проявлении процессов выветривания.

На фоне направленного изменения состава МГГ от древних эпох к молодым наблюдаются периодические увеличения содержания отдельных элементов до максимальных значений (рис. 4). Самые высокие содержания магния, лития, фтора и двухвалентного железа отмечаются в вендских и нижнекембрийских МГГ из отложений соленого бассейна Сибирской платформы. Этот возрастной интервал мог характеризоваться, по данным многих исследователей [Holland, 1965; Ронов и др., 1979; Казанский, 1977; и др.] и нашим в том числе, повышенным содержанием магния в морской воде, сочетание которого с благоприятной фациальной обстановкой (эвапоритовый бассейн) создало уникальные условия для образования высокомагнезиальных разновидностей МГГ — булайинитов [Николаева, 1977а]. Аналоги этих минералов до настоящего времени нигде более не встречены. Виды с максимальным содержанием трехвалентного железа характерны для позднемелового и палеогенового времени — эпох образования морских оолитовых железных руд. Минералы с максимальным содер-

Рис. 4. Эволюция химического состава минералов группы глауконита.

Возраст ~млн. лет	Элементы					
	Fe ³⁺	Al	Mg	K	Ca	Na
KZ 70 ↓						
MZ 240 ↓						
PZ 600 ↓						
V 700 ↓						
R 1800 ↓						

жанием кремния встречены в верхнемеловых и палеогеновых отложениях, т. е. в эпохи интенсивного морского кремнезаконения. Максимальные содержания алюминия в МГГ рифея и венда, как и общие закономерности размещения бокситов в докембрийских толщах, подтверждают перспективность на бокситы этих древних прибрежно-морских карбонатных толщ.

Следует подчеркнуть, что рассмотренные индикаторные признаки МГГ выведены нами с позиций теоретических представлений о диагенетическом образовании этих минералов. Таким образом, установлена принципиальная возможность использования диагенетических минералов как индикаторов солёности морской воды: дифференциации в пространстве и эволюции во времени. Выявляется тесная связь состава МГГ с процессами выветривания: их фацциально-климатической зональностью, а также периодичностью проявления и эволюцией в геологической истории. Выветривание МГГ является главным фактором, нарушающим сохранность структуры (и первичного состава) МГГ, обеспечивающим непригодность этих минералов для изотопного датирования.

В заключение выражаю признательность коллегам, с которыми обсуждались затрагиваемые вопросы: докторам геол.-мин. наук М. А. Жаркову и Ю. П. Казанскому и особенно академику А. Л. Яншицу, по замыслу которого выполнена настоящая работа и советами которого пользовалась на протяжении многих лет работы над темой.

ЛИТЕРАТУРА

- Акаемов С. Т., Пастухова М. В., Теняков В. А., Ясаманов Н. А. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 55—77.
- Алекин О. А. Химия океана. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 250 с.
- Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 445 с.
- Афанасьев Г. Д., Зыков С. И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М.: Наука, 1975. 100 с.
- Бархатова Н. И., Берлин Т. С., Немков Г. И., Хабаков А. В. Сравнительная оценка палеотемператур зоцефовых морей Армении и Венгрии, определенных кальций-магнийным методом по раковинам крупных фораминифер. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 4, с. 26—31.
- Буши Г. Г. К вопросу эволюции химического состава глауконитов Дагестана. — В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Дагестана. Махачкала: Даг. уч.-пед. изд-во, 1968, с. 166—171.
- Валашко М. Г., Власова Н. К. Устойчивость солей магния в растворах морского происхождения и ее геохимическое значение. — Вестник МГУ, 1975, № 4, с. 16—27.
- Горбунова Л. И. Результаты сравнительного изучения глауконитов разных фаций. — Докл. АН СССР, 1950а, т. 70, № 5, с. 867—870.
- Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. — В кн.: Труды ИГиН АН СССР. Геол. серия, 1950б, № 4, вып. 114, с. 65—103.
- Горещкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 93—118.

- Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 392 с.
- Жарков М. А. История палеозойского соленаккумуляции. Новосибирск: Наука, 1977. 271 с.
- Казаков Г. А. Исследование пригодности глауконитов для определения абсолютного возраста осадочных пород.— В кн.: Химия земной коры. Вып. 2. М.: Наука, 1964, с. 539—555.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 354 с.
- Казанский Ю. П. Об изменении газового и солевого состава океанических вод.— Геол. и геофиз., 1977, № 8, с. 81—95.
- Казанский Ю. П. О роли приповерхностных термобарических условий в развитии жизни на Земле.— В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1979, с. 100—103.
- Казаринов В. П. Циклы докембрия.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973, с. 4—15.
- Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков.— Литология и полезные ископаемые, 1974, № 6, с. 3—20.
- Логвиненко Н. В. К проблеме глауконитообразования в океанах.— В кн.: Палеонтология и морская геология. Доклады сов. геологов на XXV сессии МГК. М.: Наука, 1976, с. 176—189.
- Махшии В. А. К минералогии глауконитов олигоценых отложений Украинского кристаллического массива.— Минералогический сб., Львов, 1951, № 5, с. 219—226.
- Михайлов Б. М. Эволюция обстановки бокситонакопления в геологической истории Земли.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 41—54.
- Мянищль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин: Валгус, 1966. 246 с.
- Пачев И. Диагенетич глауконити в България.— В кн.: Палеонтология, стратиграфия и литология. Т. 1. София, 1975, с. 85—100.
- Перучев С. Г. Опыт количественной оценки параметров древних атмосфер Земли.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1977, № 10, с. 9—22.
- Николаева И. В. Бокчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск: Наука, 1967. 130 с.
- Николаева И. В. Минералы группы глауконита и эволюция их химического состава.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 320—336.
- Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977а. 320 с.
- Николаева И. В. Глауконит в схеме морского аутигенного минералообразования.— В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977б. с. 83—88.
- Николаева И. В., Кляровский В. М., Григорьева Т. П., Бородаевская З. В. Влияние эпигенетических процессов на структурно-химические свойства и абсолютный возраст глауконита.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 2, с. 419—422.
- Палеогеография СССР. Т. III. М.: Недра, 1975. 200 с.
- Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах/А. В. Гольберт, К. Н. Григорьева, Л. Л. Ильенок и др. М.: Недра, 1977. 108 с.
- Пейве А. В., Страхов Н. М., Яншин А. Л. Некоторые важнейшие задачи в области теоретической геологии.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1961, № 10, с. 13—20.
- Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 345 с.
- Подгорецкий В. В., Попови Е. Ф. Изотопная палеотермометрия эоценового бассейна Нижнего Поволжья и Южных Ергеней по раковинам крупных фораминифер.— Геохимия, 1968, № 11, с. 1382—1387.
- Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатакопление, жизнь.— Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
- Ронов А. Б. Осадочные оболочки Земли. М.: Наука, 1980. 80 с.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Соотношение кларковых и рудных концентраций алюминия в осадочном цикле.— В кн.: Геохимические циклы. Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 157—177.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Ярошевский А. А. К геохимической истории внешних оболочек Земли.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 88—98.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 550 с.
- Силицы В. М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.
- Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации.— Вестник АН СССР, 1976, № 1, с. 126—143.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1953, № 5, с. 12—49.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. В 2-х т. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. I, 212 с.; т. II, 576 с.

- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Страхов Н. М. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана.— Литология и полезные ископаемые, 1972, № 4, с. 65—92.
- Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
- Тейс Р. В., Задорожный М. К., Найдин Д. П. Определение верхнемеловых температур Русской платформы и некоторых других областей СССР по изотопному составу кислорода органического кальцита.— В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 648—662.
- Тейс Р. В., Найдин Д. П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: Недра, 1973. 255 с.
- Тейс Р. В., Чупахин М. С., Найдин Д. П. Определение палеотемператур по изотопному составу кислорода в кальците раковин некоторых меловых ископаемых Крыма.— Геохимия, 1957, № 4, с. 271—277.
- Феношина У. И. Минералогия глауконита юго-западной окраины Русской плиты и Прикарпатья. Автореф. канд. дис. Львов, 1963. 25 с.
- Хэллем А. Юрский период. М.: Недра, 1978. 272 с.
- Хори Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 400 с.
- Шехоткин В. В. Глауконит из пограничных мел-палеогеновых отложений Горного Крыма.— Литология и полезные ископаемые, 1971, № 6, с. 110—121.
- Шумилова Е. В. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 314 с. с прил.
- Яншин А. Л. Основные проблемы соленакопления.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—15.
- Ясаманов Н. А. Температурные условия меловых и палеогеновых морей Средней Азии.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1975, № 12, с. 92—102.
- Ясаманов Н. А. Палеотермометрия палеогеновых морей юга СССР.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1977, № 4, с. 134—141.
- Barry Commoner. Biochemical, biological and atmospheric evolution.— Proceedings of the National academy of sciences, USA, 1959, v. 53, N 6, p. 1183—1193.
- Berkner L. V., Marshall L. C. History of major atmospheric components.— Ibid., p. 1215—1225.
- Bowen R. Paleotemperature analyses of Mesozoic Bellmhoidea and Jurassic paleoclimatology.— J. Geol., 1961, v. 69, N 3, p. 309—320.
- Fischer A. Y. Fossil, early life, and atmospheric history.— Proc. N. A. Sci., USA, 1959, v. 53, N 6, p. 1205—1214.
- Holland H. D. The history of ocean water and its effects on the chemistry of the atmosphere.— Proc. N. J. Acad. Sci., USA, 1965, v. 53, N 6, p. 1194—1204.
- Smulikowski K. The problem of glauconite.— Archiwum mineralogiczne, 1954, v. 48, N 1, p. 21—420.
- Urey H. C. The atmospheres of the planets.— In: Handbuch der Physik. v. 52. Berlin: Springer-Verlag, 1959, p. 361—481

Ю. П. КАЗАНСКИЙ

РАЗВИТИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ЭВОЛЮЦИЮ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

При изучении осадков и осадочных пород, так же как и при исследовании пород иного генезиса, кроме определения состава, структур и текстур этих образований неизбежно возникает вопрос об условиях их формирования, физико-химических параметрах и о возможных изменениях в геологической истории Земли [Яншин, 1977; и др.].

Одним из первых, кто оценил возможность использования физико-химических показателей для теоретических построений, был В. П. Батурин [1947]. Он попытался увязать тип осадка с факторами планетарного значения (притяжение небесных тел, Земли, солнечная и внутриземная энергия) и считал, что в формировании осадочных пород основная роль принадлежит излучению Солнца и земному тяготению и в меньшей степени — тяготению других небесных тел. В. П. Батурин отметил спорадич-

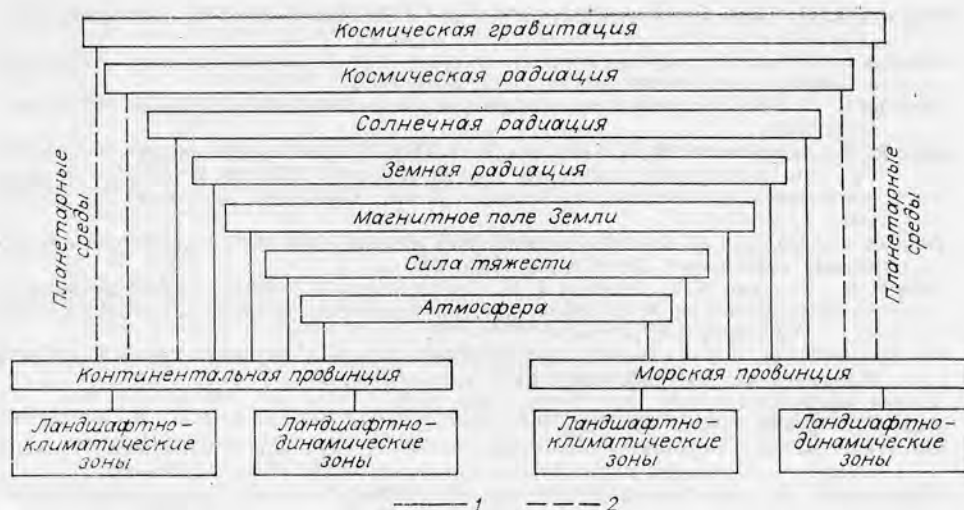


Рис. 1. Схема соподчинения типов сред седиментации (1 — установленные, 2 — предполагаемые).

ность воздействия тепловой энергии недр Земли и горячих минерализованных вод.

Типизацию осадков с учетом динамического фактора предложил В. И. Попов [1966]. На примере фанерозойских отложений Средней Азии он обосновал представления о динамических фациях, которые различаются по способам движения осадочного материала, и предложил три группы динамических единиц, различающихся по степени соподчинения: комплексы, пояса и зоны. Комплексы отражают крупные подразделения литосферы (орография), гидросферы (гидрография) и атмосферы (климат). Пояса различаются по преобладающему типу процесса передвижения осадков. Зоны в пределах пояса — по гранулометрии и геохимии: обломочная, мелкоземная, иловая, застойная и др.

Л. Б. Рухин [1959] попытался объединить климаты и ландшафты континентальных и морских обстановок, связав с ними определенные типы осадков. Им была дана схема типов и подтипов климатов, четко увязанная с ландшафтами, выделенными на равнинах по характеру растительности, а также с типами осадков.

За то значительное время, которое прошло после выхода в свет перечисленных публикаций В. П. Батурина, В. И. Попова и Л. Б. Рухина, накопился огромный материал, позволяющий дать новый, более детальный вариант типизации условий осадконакопления. В его основу положен тезис об осадке как продукте взаимодействия среды седиментации и источника осадочного материала. Как среды, так и источники разделяются по масштабности своего проявления на поверхности Земли.

Для сред седиментации различаются три градации: планетарные, провинциальные и зональные (рис. 1). Планетарные среды обособляются по масштабности их проявления — они распространяются по всей поверхности Земли. В этой группе выделяются: космическая гравитация, радиация Космоса, Солнца и Земли, магнитное поле и сила тяжести Земли, а также земная атмосфера. Роль гравитации и радиации Космоса и магнитного поля как сред седиментации изучена еще слабо. Эти факторы влияют на скорость химических реакций, на физические свойства атмосферы и гидросферы. Радиация Солнца — основной источник энергии физических, химических и биохимических процессов на поверхности Земли. Гравитация определяет характер физических процессов, а также влияет на разви-

тие биосферы. Земная радиация является важным фактором физико-химических превращений в зоне осадконакопления.

Атмосфера Земли состоит из газов, воды и твердых частиц. Среди газов преобладают азот, кислород, аргон и углекислый газ. Такой состав рассматривается как вторичный, являющийся итогом развития древней, докембрийской, атмосферы, которая состояла из углекислого газа, азота, аммиака, возможно, содержала примесь метана и кислорода. Перестройка древней атмосферы произошла на возрастном уровне около 2 млрд. лет, когда биогенный кислород разрушил основные объемы аммиака. Вторая крупная перестройка происходит в девоне, после переработки фитопланктоном и наземной растительностью большей части углекислого газа, когда атмосфера приобрела состав, близкий современному [Казанский, 1976].

Непостоянны были термобарические условия в атмосфере. Так, температурный и барический максимумы намечены в возрастном интервале 3,75—3,5 млрд. лет, для которого рассчитаны средние температуры около 70°C и давление около 15 атм [Казанский, 1979а].

Параметры планетарных сред преломляются в различных физико-химических обстановках провинциальных сред. Таких сред две — континентальная и морская. Для первой характерны: преобладание субаэральной обстановки, непосредственный контакт области седиментации с атмосферой, незначительное развитие гидросферы в форме текущих вод и небольших водоемов с переменной соленостью, развитие наземного выветривания, своеобразие флоры и фауны. Развитие общей обстановки осадконакопления в континентальных условиях происходило на фоне изменения состава атмосферы, ее термобарических показателей, а также изменения солнечной радиации, скорости вращения Земли вокруг собственной оси и Солнца, наклона земной оси и т. д. Преломление этих параметров в различных точках поверхности суши обусловило появление зональных сред седиментации, которые разделяются на ландшафтно-климатические и ландшафтно-динамические.

Ландшафтно-климатические зоны континентальной провинции характеризуются определенными сочетаниями количества солнечной радиации, влажности, температурного режима и растительного покрова. Продуктами, отражающими данное сочетание параметров среды, являются новообразования в почвах, химические и биохимические образования в водоемах, располагающихся в пределах ландшафтно-климатической зоны. Эти продукты, названные автохтонными, входят как составная часть в природный осадок, конкурируя по количеству с его аллохтонной частью, представляющей собой продукт ландшафтно-динамической зоны [Казанский, 1975, 1977б].

В современных континентальных условиях выделено девять ландшафтно-климатических зон, различающихся между собой по перечисленным выше параметрам среды, а также по составу автохтонных продуктов: пустыннополярная, тундровая, лесоумеренная, степная, пустынноумеренная, пустыннотропическая, саванная, переменно-влажнотропическая и влажнотропическая. Они являются конечным итогом развития примитивных влажнотропической, протосаванной и протопустыннотропической зон раннего докембрия, формирование которых происходило в специфических условиях углекисло-аммиачной атмосферы, высоких давлений (до 15 атм), температуры (до 70°C), отсутствия наземной растительности и т. д. (рис. 2).

Ландшафтно-динамические зоны континентальной провинции отражают характер подвижности среды осадконакопления и ее фазу состояния (табл. 1). Развитие этих сред тесно связано с термобарическим режимом атмосферы. Высокие давления на поверхности Земли, частое насыщение атмосферы водяными парами в условиях высоких температур и соответственно более частое увлажнение дождевой водой суши в докембрии стали

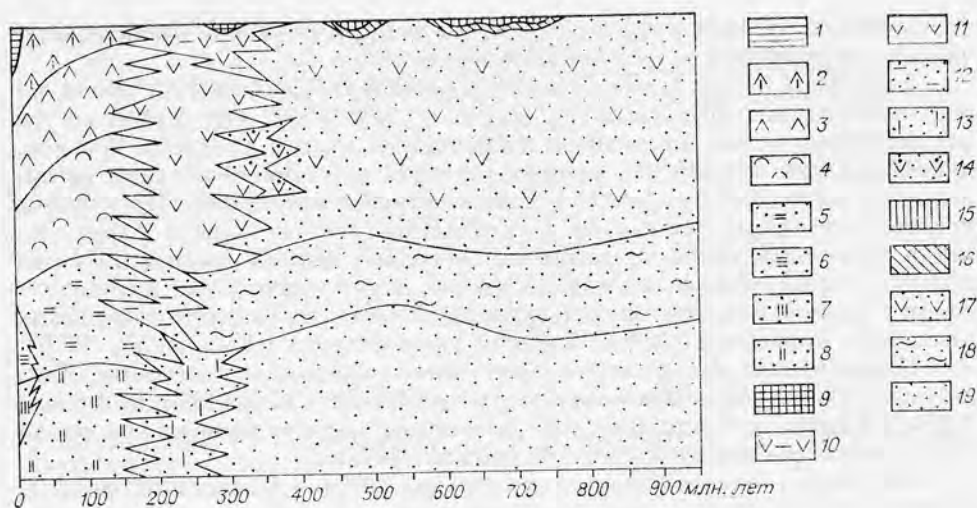


Рис. 2. Схема развития ландшафтно-климатических зон на суше в геологической истории Земли.

1 — пустыннополярная; 2 — умереннолесная, 3 — влажнотропическая; 4 — сезонновлажнотропическая; 5 — саванная; 6 — степная; 7 — пустынноумеренная; 8 — пустыннотропическая; 9 — палеопустыннополярная; 10 — палеолесоумеренная; 11 — палеовлажнотропическая; 12 — палеосаванная; 13 — палеопустыннотропическая; 14 — протовлажнотропическая; 15 — протопустыннополярная; 16 — протолесоумеренная; 17 — правлажнотропическая; 18 — протосаванная; 19 — протопустыннотропическая.

одними из главных причин ограниченного распространения в это время эоловых процессов, масштабы которых, судя по распространению эолового материала, возрастали в течение фанерозоя. По этой же причине, а также в связи с отсутствием растительного покрова на суше в докембрии и раннем палеозое были широко распространены процессы перемещения терригенного материала грязевыми и временными водными потоками, а также реками, часто меняющими свое русло. Высокие температуры в течение докембрия были основным препятствием для возникновения ледниковых эпох. Они могли появиться только в конце рифея и в венде.

Среда морской провинции, в отличие от континентальной, характеризуется седиментацией в водной обстановке и выдержанным составом водного раствора. Заметные изменения количественных соотношений солей и растворенных газов происходили в интервалы, охватывающие десятки и сотни миллионов лет. Общая тенденция такого изменения проявилась в возрастании ионов натрия, хлора, сульфат-иона, растворенного кислорода и азота при сокращении роли ионов кальция, магния, аммония, бикарбонат- и карбонат-ионов, а также растворенных аммиака и углекислого газа. Уменьшилась температура морской воды и давление над ее поверхностью (табл. 2).

При достаточном постоянстве солевого состава современной океанической воды основной ее параметр — температура [Иванов, 1978]. Ее величина на поверхности и глубине определяет состав основных донных автохтонных продуктов (карбонатов и др.). Распределение температуры контролируется в общем случае географической широтой и глубиной бассейна. По этим двум показателям в морской провинции выделяются ландшафтно-климатические зоны и подзоны (табл. 3). Дополнительный параметр (баланс влажности) введен только для прибрежной области, где наиболее ярко сказывается влияние континентальных ландшафтно-климатических условий.

Аридные участки прибрежной подзоны, известные на всех широтах, характеризуются в полярной области незначительным распространением

Таблица 1

Схема типизации континентальных ландшафтно-динамических зон и аллохтонных осадков по физическому состоянию и характеру движения сред переноса и седиментации [Казанский, 1977а]

Физическое состояние среды	Движение среды и ее характеристика			
	прерывисто-поступательное (потоковое)	устойчиво-поступательное (течениевая)	колебательное (волновая)	статистическое (седиментационная)
Воздушная	Эоловые осадки		—	Гравитационные осадки осыпей, обвалов и т. д.
Водная	Проллювиальные, селевые, турбидитные осадки	Аллювиальные и флювиогляциальные осадки	Прибрежные осадки водоемов	Относительно глубоководные осадки
Ледовая	Моренные (ледовые) осадки		—	—

эвапоритового процесса, приводящего к накоплению гидрогалита, мирабилита и других минералов (заливы по берегам Антарктиды). Для бореальной и нотальной областей отмечается формирование более значительных скоплений сульфатно-соляных образований, также отражающих политермический процесс (Сиваш, Карабогазгол и др.). В субтропических и тропических областях сульфатно-соляные минералы не содержат мирабилита. Здесь обычны образования типа сабкхи.

В гумидных участках прибрежной подзоны, а также в шельфовой области характерными показателями автохтонной седиментации являются карбонатные минералы, представленные в полярных зонах отдельными раковинами или штормовыми скоплениями, в бореальных и нотальных — скоплениями раковин или их детрита, в субтропических — широким развитием органогенного карбонатакопления, а в тропических — органогенными рифовыми постройками и карбонатными осадками сопутствующих фракций. Органогенные постройки водорослево-кораллового типа распространены также в аридных участках прибрежно-тропической зоны (Красное море и др.). Как видно из табл. 3, типичной автохтонной седиментацией по температурному режиму характеризуются шельфовые зоны, представляющие собой области скопления карбонатного материала, как накопившегося за счет организмов, развитых на шельфе, так и поступившего из прибрежной зоны.

В зонах континентального склона и пелагиали в колонке океанической воды наблюдается стратификация по температурному режиму. Во всех случаях, кроме полярных областей, имеет место понижение температуры. В полярных зонах под верхним слоем охлажденной льдами воды могут существовать более теплые слои. Эта стратификация нарушается в районах конвенции океанической воды. Из сказанного следует, что автохтонные продукты, сформировавшиеся в поверхностном слое, должны пройти путь до дна в 1000 м и более. При прохождении через толщу воды с иными термобарическими свойствами наблюдается дифференциация частиц по минеральному составу (в порядке убывания — арагонит, кальцит, опал), а среди карбонатных остатков организмов — по видовому составу [Лисицын, 1978; и др.]. В общем виде в полярных и бореальных зонах континентального склона будет больше карбонатного материала, чем в пелагических, где возрастает относительное количество кремнистых остатков. Соответственно в субтропических и тропических зонах пелагиали или бо-

Схема изменения газо-солевого состава, термобарических условий и pH в водах Мирового океана в геологической истории Земли [Казанский, 1977а, 1979б]

Возраст	Состав ионов		Состав растворенных газов		Среднегодовая температура, °С	Давление в приповерхностной зоне, атм	pH
	преобладающих	второстепенных	преобладающих	второстепенных			
Кайнозой — пермь	$\frac{\text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}}{\text{Cl}^-, \text{SO}_4^{2-}}$	$\frac{\text{Ca}^{2+}, \text{K}^+}{\text{HCO}_3^-, \text{CO}_3^{2-}, \text{F}^-}$	N_2, O_2	CO_2 , инертные газы	Около 18	1—1,5	
Карбон — ордовик	$\frac{\text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}}{\text{Cl}^-, \text{HCO}_3^-}$	$\frac{\text{Ca}^{2+}, \text{K}^+}{\text{SO}_4^{2-}, \text{CO}_3^{2-}, \text{F}^-}$	$\text{N}_2, \text{O}_2, \text{CO}_2$	Инертные газы	Около 20	1,5—2,5	~8,0
Ордовик — кембрий	$\frac{\text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+, \text{Ca}^{2+}}{\text{Cl}^-, \text{HCO}_3^-}$	$\frac{\text{K}^+}{\text{CO}_3^{2-}, \text{SO}_4^{2-}, \text{F}^-}$	$\text{N}_2, \text{CO}_2, \text{O}_2$	Инертные газы	Около 25	2,5—3,0	
Венд — средний протерозой	$\frac{\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+}{\text{HCO}_3^-, \text{Cl}^-}$	$\frac{\text{K}^+, \text{NH}_4^+}{\text{CO}_3^{2-}, \text{SO}_4^{2-}, \text{F}^-}$	$\text{N}_2, \text{CO}_2, \text{O}_2$	NH_3 , инертные газы	25—50	3—10	
Ранний протерозой — архей	$\frac{\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{NH}_4^+}{\text{HCO}_3^-, \text{CO}_3^{2-}, \text{Cl}^-}$	$\frac{\text{Na}^+, \text{K}^+}{\text{SO}_4^{2-}, \text{F}^-}$	$\text{CO}_2, \text{NH}_3, \text{N}_2$	O_2 , метан, инертные газы	до 70	10—15	>9,0

Т а б л и ц а 3
Схема типизации современных ландшафтно-климатических зон и подзон морской провинциальной среды осадконакопления

Зоны по температурному режиму	Подзоны по глубинам бассейна и балансу влажности			пелагические (более 1500 м)
	прибрежные (до 50 м)	шельфовые (50—200 м)	континентального склона (200—4500 м)	
Полярные	Гумидные полярные	Полярные	Полярные	Полярные
	Аридные полярные		Бореальные и нотальные	Бореальные и нотальные
Бореальные	Гумидные бореальные и нотальные	Бореальные и нотальные	Бореальные и нотальные	Бореальные и нотальные
	Аридные бореальные и нотальные			Полярные
Субтропические	Гумидные субтропические	Субтропические	Субтропические	Субтропические
	Аридные субтропические		Бореальные и нотальные	Бореальные и нотальные
Тропическая	Гумидная тропическая	Тропическая	Тропическая	Тропическая
	Аридная тропическая		Субтропическая	Субтропическая
			Бореальная и нотальная	Полярная

Схема изменения типов ландшафтно-климатических зон морской провинции по температурному режиму в геологической истории Земли

Возраст	Типы ландшафтно-климатических зон			
KZ	Полярный	Бореальный	Субтропический	Тропический
MZ—P	Мезобореальный и мезонотальный	Мезосубтропический	Мезотропический	
C—Є	Палеополярный	Палеобореальный и палеонотальный	Палеосубтропический	Палеотропический
PR ₂	Протополлярный + протобореальный и протонотальный		Протосубтропический + прототропический	
PR ₁ +AR	Пратропический			Ультратропический

лее бедны по видовому составу остатками фораминифер, спектр которых богаче на континентальном склоне, где, кроме того, должно быть больше карбонатных остатков, содержащих арагонит.

Современные ландшафтно-климатические зоны морской провинции, как и континентальной, — это результат развития обстановок раннего докембрия, существовавших в условиях повышенной температуры и давления (табл. 4). Таким образом, предполагается, что в раннем докембрии преобладали тропические и ультратропические зоны, в которых накопление химического и биохимического карбонатного и железистого материала происходило в щелочных и преимущественно восстановительных условиях прибрежных и шельфовых зон. Тропические обстановки в прибрежных, частью шельфовых областях в позднем докембрии существовали в окислительных условиях. Восстановительная среда могла сохраниться в наиболее глубоководных частях шельфа, где продолжали формироваться железисто-кремнистые осадки. В позднем докембрии отмечается возрастание количества доломитовых осадков, которые накапливались не только в прототропических прибрежных аридных условиях, но и в обстановке эпиконтинентального шельфа.

Усложнение состава автохтонных продуктов в морских ландшафтно-климатических зонах имело место в раннем палеозое. В это время четко оформилось эвапоритное доломито-, сульфато- и соленакопление в аридных прибрежных участках палеотропической и палеосубтропической зон, выделились области карбонато-сульфато-соленакопления в более глубоководных районах шельфа, достоверно установлены пелагические карбонатные хемогенные осадки.

Развитие органического мира, изменение солевого и газового состава океанических вод, понижение температуры и давления в палеозое и мезозое — все это постепенно приблизило характер морского автохтонного осадконакопления к современному типу.

Переходя к характеристике морских ландшафтно-динамических зон, следует подчеркнуть, что в них аллохтонные осадки формировались в устойчивой водной среде. Их структурные и текстурные особенности определялись главным образом под влиянием динамики этой среды при активном воздействии рельефа морского дна (табл. 5). Развитие ландшафтно-динамических зон этого типа тесно связано с изменением площадей морской седиментации, эволюцией строения морского дна, температурного режима на поверхности Земли и связанного с ним движения водных масс в океанах и морях.

Схема типизации морских ландшафтно-динамических зон и преобладающих в них осадков

Динамические обстановки		Ландшафтно-динамические зоны	Преобладающие осадки
второстепенные	преобладающие		
Течениевая, седиментационная	Волновая	Прибрежная	Галечники, гравийники, пески, алевриты, глины
Седиментационная	Волновая, течениевая	Шельфовая	Пески, алевриты, глины
Течениевая, потоковая	Седиментационная	Глубоководная	Алевриты, глины, речные пески
Седиментационная	Течениевая	Флювиальная	Пески, алевриты с текстурами течений
Седиментационная	Потоковая	Потоковая	Турбидиты

Типизация источников осадочного материала также построена на принципах масштабности проявления (табл. 6). Материалы об их развитии пока немногочисленны. Их расшифровка связана с изучением истории развития всех геосфер Земли. Имеются отдельные высказывания об изменении состава пород областей размыва, интенсивности вулканических процессов [Казанский, 1976; и др.] и т. д.

Заключительной стадией типизации условий осадконакопления является составление седиментационных моделей. Их основой служат конкретные физико-химические параметры сред седimentации и источников осадочного материала. Выделяются два типа таких моделей: двухмерные и трехмерные. Двухмерная седиментационная модель включает физико-химическую характеристику условий осадконакопления (среда и источник) для узкого стратиграфического интервала, данные по которому можно изобразить на карте.

Примером такой модели может служить система: кора выветривания — олигомиктовые, кварцевые терригенные осадки, сформировавшаяся в позднем докембрии практически на всех континентах в влажно-тропической ландшафтно-климатической зоне. Основными параметрами, при которых происходило выветривание и осадконакопление, были:

Т а б л и ц а 6

Схема классификации источников осадочного материала по площадям поступления и масштабам воздействия на осадочный процесс

Площади поступления материала	Масштабы воздействия	
	планетарные	локальные
Планетарные	Атмосферный (газы и твердые частицы) Гидросферные (надземные и подземные воды) Литосферные (материал размыва горных пород и продуктов их выветривания)	Космический
Локальные	Вулкано-кластический	Гидротермальный, фумарольно-сульфатный

1) углекисло-кислородная атмосфера с температурой 40—50°C и давлением 3—10 атм на поверхности Земли, 2) повышенная влажность с усиленной циркуляцией в системе атмосфера — суша, 3) распространение бактерий и водорослевой флоры на суше.

В этих условиях формирование продуктов выветривания (почвоподобных и кор) происходило в обстановке интенсивного разрушения алюмосиликатов, синтеза минералов группы каолинита при выносе железа, части алюминия и кремния в форме растворов и коллоидов [Казанский, 1979б]. Механическое разрушение продуктов выветривания временными потоками и ручьями, а также перенос его реками обусловили накопление значительного количества кварц-каолинового материала в широком ореоле вокруг областей размыва. В эту эпоху сформировались наибольшие по объему в истории Земли скопления кварцевых песчаников и кварцитов.

Трехмерная седиментационная модель предусматривает характеристику физико-химического процесса во времени. На первой стадии, вероятно, следует составлять такие модели для выяснения условий формирования осадков, близких по составу, например бокситов, железных руд, карбонатных, сульфатно-соляных и других образований. Рассмотрим в качестве примера развитие физико-химических параметров при формировании морских доломитовых осадков, которые известны от архея до голоцена. Выделяется три типа доломитовых пород: 1) прибрежный, 2) эпиконтинентальный открытоморской и 3) глубоководный.

Первый тип прослежен по всей геологической истории Земли; он существовал в условиях восстановительной щелочной обстановки с повышенной температурой (до 70°C) и давлением (до 15 атм). Воды имели повышенное содержание кальция, магния, аммония и ионов — производных угольной кислоты (при пониженной хлорности в архее). Эти образования, вероятно, являлись типичными эвапоритовыми. В настоящее время седиментационные формы первого типа распространены в участках нормальной и повышенной солености (риффы, области субтропического прибрежного карбонатакопления), но связанных с периодическим поступлением пресных вод (дожди, выходы грунтовых вод) и осушением карбонатных илов.

Второй тип распространен в позднем докембрии. Карбонатные осадки, обогащенные магнием, формировались преимущественно в шельфовых условиях теплых эпиконтинентальных морей при благоприятном сочетании соотношения Mg/Ca, температуры (до 50°C) и повышенного количества карбонат- и бикарбонат-ионов в морской воде.

Третий этап связан с сульфатно-соляными осадками. Генезис доломитов этого типа обычно увязывается с морскими водами повышенной солености. Физико-химическое обоснование этого процесса находится в стадии разработки [Слосс, 1972; и др.].

Очередными задачами предлагаемого подхода к изучению эволюции осадочного процесса следует считать: 1) дальнейшее изучение физико-химии и биохимии современных условий седиментации и ее продуктов; 2) совершенствование принципов типизации сред осадконакопления и источников осадочного материала разных градаций; 3) применение экспериментальных методов в изучении обстановок накопления современных и ископаемых осадков; 4) разработка принципов типизации и составление конкретных седиментационных моделей для ограниченных возрастных интервалов (двухмерный тип) и наиболее распространенных групп осадочных пород, в том числе полезных ископаемых, прослеживающихся в широком возрастном диапазоне (трехмерный тип).

Первоочередными объектами для построения трехмерных моделей могут быть: коры выветривания, бокситы, железные руды, кремнистые, карбонатные и другие породы. Выявление особенностей состава, деталей структур и текстур откроет новые возможности для раскрытия эволюции осадочного процесса.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурич В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 358 с.
- Иванов А. Введение в океанографию. М.: Мир, 1978. 569 с.
- Казанский Ю. П. Автохтонные компоненты континентальных осадков как критерии для расшифровки происхождения осадочных толщ.— В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, 1975, с. 5—17.
- Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 271 с.
- Казанский Ю. П. Об изменении газового и солевого состава океанических вод.— Геол. и геофиз. 1977а, № 8, с. 56—66.
- Казанский Ю. П. О влиянии континентального аллохтонного материала на морское осадконакопление.— В кн.: Континентальный и прибрежно-морской литогенез. Новосибирск, 1977б, с. 6—13.
- Казанский Ю. П. О роли приповерхностных термобарических условий в развитии жизни на Земле.— В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1979а, с. 100—103.
- Казанский Ю. П. О развитии континентальных ландшафтно-климатических зон в истории Земли.— Геол. и геофиз., 1979б, № 10, с. 17—27.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А. П. Процессы океанической седиментации. М.: Наука, 1978. 388 с.
- Попов В. И. Материалы по динамическим фациям юрских формаций Южнотаджикской депрессии. Ташкент, 1966. 69 с.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8, с. 717—743.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
- Слосс Л. Л. Отложение эвапоритов из расслоенных растворов.— В кн.: Соленаккопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972, с. 73—97.
- Яншин А. Л. Основные проблемы соленаккопления.— В кн.: Проблемы соленаккопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—15.

Часть III. ЭВОЛЮЦИЯ БИОСФЕРЫ

Б. С. СОКОЛОВ

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, ГЕОЛОГИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ БИОСФЕРЫ *

Пределы биосферы обусловлены прежде всего полем существования жизни.

В. И. Вернадский [1926]

Биосфера — организованная, определенная оболочка земной коры, сопряженная с жизнью.

В. И. Вернадский [1934]

Земная кора — область былых биосфер... на всем протяжении геологической истории от криптозооя и до современного, биосфера уже существовала и она была широко проникнута живым веществом. Биосфера геологически вечна.

В. И. Вернадский [1965]

Обращаясь к данным геологии, мы должны признать, что жизнь существовала во все геологические периоды.

В. И. Вернадский [1978]

I

В современном естествознании и в жизни современного человеческого общества представление о биосфере занимает одно из центральных мест. Биосфере в целом и ее различным аспектам — научным, техническим, социальным, философским и прогностическим — посвящены сотни тысяч публикаций, тысячи научных заседаний, конференций и симпозиумов всех рангов и направлений, множество различных исследовательских программ, среди которых на первое место сейчас вышла программа ЮНЕСКО «Человек и биосфера». С тех пор как окружающая нас природная среда — этот важнейший элемент биосферы — стала испытывать на себе заметное отрицательное влияние бурно расширяющейся производственной деятельности людей, человечество не покидает тревога за судьбу биосферы, а правительства ведущих стран мира делают и будут вынуждены делать во все возрастающем объеме многомиллиардные вложения в различные системы ее защиты и охраны.

Достаточно ли эти меры? Судя по всему, явно недостаточны, хотя они и огромны, особенно со стороны СССР и США.

В этой ситуации первостепенное значение приобретают наши точные знания о функционировании биосферы как глобальной экологической системы первого порядка, о пределах устойчивости этой системы. Требуемые знания сейчас тоже оказываются недостаточными и противоречивыми, а их приобретение также сопряжено с огромными расходами на создание планетарной службы биосферных наблюдений и научно-исследовательских центров, способных перерабатывать комплексную информацию и эффективно работать в области действительно научно обоснованного прогноза. Строящиеся прогнозы пока глушатся публицистическими шумами и недоверием, пронизывающим от того же недостатка знаний.

Но особенно опасна убежденность людей, поверхностно знающих предмет, что способность биосферы к устойчивости и саморегулированию

* Из вводного доклада на XXV сессии Всесоюзного палеонтологического общества АН СССР (Ленинград, 5 февраля 1979 г.).

почти беспредельна, что с техногенными критическими ситуациями природы в конечном счете сама справится, как она справилась с рядом других глобальных изменений, происходивших на Земле в ходе ее естественного геологического развития. При этом даже среди некоторой части ученых можно услышать в качестве утешительного довода утверждение, что быстрое и полное вымирание динозавров в конце мезозоя не помешало появлению человека. За подобными сентенциями не скрывается ничего кроме безграмотности в области элементарных основ естествознания.

Однако обращение к геологии и палеонтологии в поисках соответствующих свидетельств и ответов на вопросы, которые возникают при рассмотрении современного состояния и будущего биосферы, вполне закономерно. Само учение о биосфере сформировалось в недрах геологии и геохимии на стыке этих наук с биологией и физической географией. Впрочем коротко и четко очертить базу этого учения трудно — она включает множество планетных и космических связей.

Это учение нерасторжимо связано с именем крупнейшего натуралиста — мыслителя XX в., минералога и геохимика В. И. Вернадского, создавшего новую стройную систему естественноисторического миропонимания, которое он сам называл «геологическим». Один из ближайших друзей В. И. Вернадского проф. Б. Л. Личков [1963] писал: «В. И. Вернадский развил чрезвычайно поучительную и интересную систему воззрения на жизнь и живое, которая произвела буквально переворот в мировоззрении естествоиспытателей, в их взглядах на жизнь и живое, связав их неразрывными узами с геологическими процессами изменения Земли». Сказанное, вероятно, является вполне достаточным и ясным ответом на вспыхивающую время от времени дискуссию между представителями геолого-геохимических, биологических и географических наук — какому из циклов этих наук принадлежит преимущественное право на разработку учения о биосфере. В учении о биосфере не должно быть только одной какой-либо лидерствующей концепции — географической, биологической или геохимической, его объединяет общий мировоззренческий стержень — представление об организованности биосферы, материально-энергетической целостности составляющих ее живых, косных и биокосных тел и геологической вечности биосферы. То, что В. И. Вернадский [1944] называет своим «геологическим миропониманием», углублялось им на протяжении всей жизни и нашло свою торжествующую завершенность в последней, еще при жизни опубликованной, работе «Несколько слов о ноосфере». Без введения этого представления в контекст любой концепции, с которой можно подойти к развитию учения о биосфере, все эти концепции не могут быть полноценными.

Вместе с тем геологический аспект в учении о биосфере, а он одновременно является историческим (геоисторическим) и эволюционным, не всегда занимает должное место или рассматривается как нечто дополнительное, а то и просто выходящее за рамки самого предмета. Недооценивается при этом не только совершенно очевидный факт, что современная биосфера является продуктом развития биосферы прошлых геологических периодов, но и непосредственная геологическая сила биосферы, особенно специфической современной фазы ее развития. Вероятно, в расчлененности восприятия биосферы заключается главная причина появления ее противоречивых определений. Весьма полезный и содержательный критический обзор последних был сделан недавно Н. Б. Вассоевичем [1976, 1977], а сама история учения о биосфере рассмотрена в их совместной работе с А. Н. Ивановым [1977]. Огромный интерес к биосфере сделал эти обзорно-аналитические исследования широко известными, поэтому здесь затронуты лишь некоторые общие вопросы и вопросы, имеющие отношение к геологии и палеонтологической истории биосферы. Кажется, что многие ученые, изучающие биосферу, до сих пор были недостаточно вниматель-

ными к данным палеонтологии, они редко используют ее важнейшую по документальной точности информацию геохронологического и экологического характера или, наоборот, слепо принимают палеонтологию за историю биосферы. И то и другое одинаково недопустимо.

II

Что же такое биосфера? Каково ее отношение к другим геосферам? Расчленима ли биосфера и что представляют собой ее элементы?

На все эти вопросы можно найти ответы в трудах и размышлениях В. И. Вернадского; их и надо искать у того, кто сам их искал. С предельной бережностью он препарировал идеи великого Ламарка (1801—1802) и впервые показал нам, что Ламарк вплотную подошел к понятию биосферы, но, утвердив биологию, он не выразил каким-либо словом представление о сфере действия живых существ. Термин биосфера В. И. Вернадский взял у Э. Зюсса [Suess, 1875], хотя в его толковании он был ближе к Ламарку и И. Вальтеру (1911, 1912 гг.), чем к Э. Зюссу и к множеству других ученых, не видевших в биосфере ничего кроме мира живых существ, создающих мозаичную сферу своего распространения на Земле.

К созданию учения о биосфере вели многие пути, но пужен был Вернадский, чтобы на перекрестке этих путей увидеть за «покровом живых существ» «живое вещество» планеты, непрерывность его потока, понять его роль в геохимической структуре биосферы. Биогеохимия стала одной из важнейших наук в изучении биосферы, а планетный геологический аспект биосферы связал воедино историю и судьбу живого вещества с косными и биокосными телами Земли, с геологической историей планеты и ее основными оболочками. Рассуждения В. И. Вернадского [1942] о пределах биосферы не оставляют ни малейшего сомнения, что он понимал под нею «оболочку жизни — область существования живого вещества», сопряженно связанного с другими геосферами или их частями. Здесь живое вещество проявлялось как «геологическая функция биосферы». И т а к б ы л о в с е г д а. Поэтому контуры биосферы не следуют контурам земных оболочек и геосфер, а дисконформно входят в них, захватывая тропосферу, всю гидросферу, ландшафтные зоны континентов (геохоры) и в тех или иных пределах стратисферу, где жизнь может устойчиво сохранять активность, т. е. нести свою геологическую (геохимическую) функцию.

Хотя формулировки В. И. Вернадского о жизни (живых существах и их эволюции), о неравномерности ее концентрации, о живом веществе, о биосфере и ее геологической функции, о биосфере, как особой геологической оболочке, о мертвых и биокосных телах, о вечности биосферы и многие другие были вполне четкими и ясно рисовали его представление о биосфере в целом, месте, которое она занимает на Земле и роли, которую она играет в ее истории и геохимической организованности, тем не менее в литературе появилось немало определений биосферы, более или менее резко уклоняющихся от представлений В. И. Вернадского.

Как в прошлом, так и сейчас, эти отклонения связаны главным образом с непониманием различий в понятиях «жизнь» и «живое вещество» (для В. И. Вернадского эта идея была фундаментальной), с поверхностным восприятием геологического аспекта в рассуждениях В. И. Вернадского и стремлением как-то упрощенно вписать биосферу в земную кору. Только поэтому для одних биосфера остается лишь живым населением планеты, а для других с л о я м и з е м н о й к о р ы, которые подверглись в течение всей геологической истории влиянию активности организмов [Гиляров, 1972].

Совсем недавно Н. Б. Вассоевич [1977] подверг резкой критике определение биосферы, данное в БСЭ, т. 3 [Ковда, Тюрюканов, 1970]. Широкий резонанс критики и смысл трактовки понятия — вообще достаточно рас-

пространенной — требуют приведения этого определения: «Оболочка Земли, состав, структура и энергетика которой в существенных чертах обусловлены прошлой и современной деятельностью организмов. Биосфера охватывает часть атмосферы, гидросферу и верхнюю часть литосферы, которые взаимосвязаны сложными биогеохимическими циклами миграции веществ и энергии (по Вернадскому — биогенная миграция атомов)» ... «Биосфера включает не только область жизни (биогеосферу... — т. е. зону сгущения жизни, что по некоторым понятиям и есть биосфера s. str. — Б. С.), но и другие структуры Земли, генетически связанные с живым веществом».

Конечно, в этом определении есть максимализм в направлении расширения понятия в сторону «прошлого» и «других структур Земли». В. И. Вернадский, несомненно, был более строг в изложении своих взглядов, хотя завершено, в энциклопедическом смысле, определения биосферы не дал. Его сейчас приходится конструировать, исходя из всего научного творчества В. И. Вернадского, истоков этого творчества и разработки богатейшего фактического и идейного наследия, используемого в современной науке. Большую роль в разработке и пропаганде этого наследия играет А. Л. Яншин.

Количество наших современников, занимающихся изучением биосферы в самых различных направлениях, неизмеримо возросло по сравнению со временем работы В. И. Вернадского. Неизмеримо возрос круг людей, понимающих гениальность его идей и учения; в этом смысле мы и сейчас продолжаем жить в «эпоху Вернадского». Но было бы крайне опасно свести это учение к догмам и защищать их, пользуясь цитатами, извлеченными из многочисленных трудов Учителя. Главное здесь — его новые фундаментальные положения о живом веществе и его роли в геологическом развитии планеты, о биосфере как «единственной области планеты, закономерно связанной с космическими просторами» [Вернадский, 1939]. Важен дух его размышлений. Если занять такую позицию, то взгляд в прошлое, в геологическую и палеонтологическую историю биосферы кажется вполне правомерным. Более того, он просто необходим и совершенно не противоречит представлениям В. И. Вернадского.

Проф. Я. В. Самойлов [1921], введший понятие о биохимической палеонтологии и палеобиохимии [Samoilov, 1917, 1922; Самойлов, 1929], был совершенно прав, когда писал, что «мы находимся на границе биосферы и литосферы», когда наступает «начальный момент формирования горной породы, формирование геологического горизонта, момент, когда материя, составляющая тело и скелет организма, выпадает из биологического круговорота и переходит в минеральное царство». Резкость границы биосферы как сферы активного функционирования живых систем Земли (так мы сказали бы сейчас) с другими геосферами, включая и стратисферу, всегда отмечал и В. И. Вернадский. Но в этом рубеже нельзя усматривать границу между существующей биосферой и биосферой былого. Биосфера едина и, как постоянно подчеркивал В. И. Вернадский [1978], «геологически вечна», а «жизнь существовала во все геологические периоды», не прерываясь.

Если бы такую «вечную биосферу», вероятно одновозрастную с самой Землей (около 4 млрд. лет), потребовалось бы называть особым образом, то я не вижу лучшего термина, чем п а н б и о с ф е р а, упомянутого вскользь Н. Б. Вассоевичем [1976], хотя он и не придал ему значения. Для «сверхбиосферы», включающей биосферу s. str., т. е. экосферу Ю. Одум [1975] и «былые биосферы» В. И. Вернадского, Н. Б. Вассоевич предложил название мегабиосферы. Я не уверен, что эта составная «сверхбиосфера» соответствует предложенному здесь толкованию единой, непрерывавшейся на протяжении миллиардов лет, но развивавшейся и геологически вечной биосферы. В конечном счете представляется более пред-

почтительным говорить о биосфере и биосферном процессе как целостном явлении, а в палеобиосфере видеть геологически прошлый этап (или этапы, если мы вычленим какой-либо период) развития биосферы.

III

Понятие «былые биосферы» заслуживает особого внимания. Строго говоря, это и есть прошлое биосферы. Если на изучение современной биосферы как функционирующей системы с полным правом претендуют различные циклы наук о Земле, жизни и обществе, то «былые биосферы» — бесспорный объект геологических наук и палеонтологии. Что же такое «былые биосферы»?

Насколько мне известно, впервые В. И. Вернадский указал на место, занимаемое «былыми биосферами», в своем докладе, прочитанном 12 января 1942 г. Речь идет «О геологических оболочках Земли как планеты» и о широко теперь известной таблице, которой этот доклад иллюстрировался. Замечу, что доклад делался в жестокие дни войны, когда, как сказал Владимир Иванович, «Неожиданное нашествие варваров на нашу страну задержало большую работу, организацией которой мы были в это время заняты и которая, я уверен, возродится, как только враг исчезнет из наших пределов».

Слова «былые биосферы» В. И. Вернадский никогда не сопровождал кавычками. Они появились в работах более поздних авторов. Былые биосферы были для В. И. Вернадского такой же реальностью, как и современная биосфера. В этом словосочетании, несомненно, есть некоторая метафоричность и — что существеннее — как бы допущение, что биосфер было много, во всяком случае, несколько или какой-то ряд. Однако последнее предположение полностью опровергают все высказывания В. И. Вернадского, который последовательно развивал идеи непрерывности существования живого вещества на Земле. В одной из самых важных своих книг «Химическое строение биосферы Земли и ее окружения» [Вернадский, 1965], изданной только вдолге после смерти автора, он писал, что «на всем протяжении геологической истории от криптозооя и до современного, биосфера уже существовала и она была широко проникнута живым веществом. Биосфера геологически вечна».

Но очень важным является вопрос об эволюции биосферы. На этот счет были и еще есть сейчас весьма разные взгляды: от почти полного ее отрицания (и при этом со ссылками на отдельные высказывания В. И. Вернадского) до масштабов кардинальных перестроек через ряд критических эпох — глобальных кризисов. Понять столь разнящиеся представления можно, только помня, сколь различным является понимание разными исследователями самой биосферы. Можно сказать, что эволюция биосферы наиболее очевидна для тех, кто понимает под биосферой только живой биос Земли. Но если биосфера — это сложная планетная система, включающая все живое вещество, связанное с косной и биокосной субстанциями и функционирующая как целое в соответствии с определенными биогеохимическими принципами, то такая очевидность не столь уж легко вскрывается, поскольку материально-энергетическая устойчивость биосферной системы была с самого начала определена как «эмпирический факт», как ее космическое свойство. Однако В. И. Вернадский уже полвека тому назад видел противоречие между этим представлением и несомненными резкими изменениями форм жизни, как чисто биологического явления. Позднее [1965] он сделал вывод, что «живое вещество есть самая мощная геологическая сила, растущая с ходом времени». Нельзя сомневаться, что речь идет об эволюции биосферы в самом полном и точном смысле.

В упомянутой таблице геологических оболочек Земли, в которую четко вписаны предельные ограничения биосферы (верхний у границы озонового экрана, т. е. около 25 км над землей, а нижний внутри стратисфер-

ной части литосферы, но не глубже термической отметки в 100°C), мы не находим какого-либо разрыва между биосферой и былыми биосферами, но видим переход от одной ступени к другой: от былых биосфер, связанных только с земной корой, к биосфере, простирающейся до свободной атмосферы. Всю земную кору В. И. Вернадский называл «областью былых биосфер» (в той же книге этой теме посвящена специальная глава).

Таким образом, поскольку биосфера геологически вечна и у нас нет оснований отрицать ее развитие во времени и пространстве, т. е. ее эволюцию, область былых биосфер не может быть исключена из общего учения о биосфере. Однако она специфична, и эту специфичность Н. Б. Вассоевич оттенил введением понятия метабиосфера. В существенной степени это былые биосферы, а лучше сказать — та часть биосферы, сохранившаяся история которой почти полностью запечатлена в стратиффере Земли — объекте, как мне уже приходилось обращать внимание [Соколов, 1976], уникальном во всей Солнечной системе. Я говорю «почти» потому, что определенная часть продуктов активности биосферы геологического прошлого уже многие сотни миллионов лет тому назад стала выводиться за пределы биосферы в ее прямом экологическом смысле (биогенные кислород, азот, углекислота, вода — эти главные компоненты атмосферы и гидросферы, поддерживающие жизнь вообще) и в многократных циклах обращения этих продуктов последние асинхронно входили и продолжают входить в непрерывную формирующуюся структуру стратифферы континентов и Мирового океана.

Былые биосферы, связанные со стратифферой, — источник самой фундаментальной информации об общей эволюции биосферы Земли, информации, которую в первую очередь дают палеонтология, палеоэкология, палеобиогеография, палеоклиматология, палеобиохимия, биогеохимия и ряд других наук, связанных с изучением Земли и ее органической жизни, охватывающей около 4 млрд. лет. Исследователями, изучающими современную биосферу и современный биосферный процесс, эти данные еще мало освоены* и практически совсем нет специально поставленных работ, которые были бы направлены на получение информации, важной в прогностическом отношении. Кажется, что мы сейчас вплотную подошли к необходимости как можно глубже и всестороннее заглянуть в прошлое биосферы и использовать хорошо документированные и действительно достоверные данные об этом прошлом — геологически далеко, как докембрий, или геологически близком, как плейстоцен и голоцен, в качестве окна в будущее. Это выражение М. И. Будыко представляется удачным и верным.

Уже достаточно много известно о крупных событиях в геологической фазе истории биосферы. Правда, мы до сих пор не знаем ничего достоверного о происхождении самой жизни и, вероятно, скорее ошиблись бы, если бы стали утверждать, что это специфически земное явление. Живое вещество в его наиболее примитивной прокариотической форме может быть бесконечно древним. Несколько остроумных гипотез и интересные модельные эксперименты биохимиков оставляют пока очень широкий простор во Вселенной для поисков подходящих параметров возникновения живого. И возможно, наиболее удивительным является не сам факт такого возникновения, а факт неуничтожения возникшего. Без этого положения мы не можем себе представить появление жизни на Земле и сам биосферный процесс, пусковым импульсом которого было начало функционирования древнейшей экосистемы примитивнейших прокариот. Но даже эта экосистема была гигантским скачком от чисто химической эволюции. Укрепившись в подходящей среде, первоначально анаэробные прокариоты,

* Известное исключение составляет опубликованная уже после моего выступления работа А. В. Лапо [1979].

несомненно, быстро распространились, и с тех пор экологические ниши не пустовали, хотя и бесконечно менялись.

Главные вехи дальнейшей истории жизни на Земле отмечены великими созидательными процессами и великими кризисами, через которые прошли первые эукариоты, первые многоклеточные растения и животные, первые организмы, мобилизовавшие минеральное вещество для разных типов своего скелета, первые животные с зачатками центральной нервной системы и так до венца процесса цефализации — человека, процесса, начало которого мы видим уже в венде. Никакие экологические кризисы не могли сломить эту главную тенденцию эволюции и не могли уничтожить жизнь вообще. Однако биосфера в целом подверглась крупным перестройкам и сопровождалась очень быстрыми, почти катастрофическими вымираниями. Удары по биосфере Земли рождались в ней самой, но могли идти и из Космоса. Нам важно понять ритм происходивших событий и полнее описать сами биосферные события прошлого в плане этой ритмики.

IV

В последнее время в связи с остротой биосферных проблем ставится вопрос о необходимости обособления специальной науки, которая имела бы предметом своего изучения биосферу Земли. На первый взгляд этот вопрос кажется простым, однако для однозначного ответа необходимо и однозначное представление о том, что же следует называть биосферой. Как мы видели, эти представления пока остаются разными, по крайней мере у части геологов, географов и биологов. Их разные подходы к изучению тех или иных главнейших элементов биосферы вызвали бы и разную формулировку такой науки. Для тех, кто ограничивает биосферу экосферой в ее современном, «витоговом» состоянии, возможно, название экология или глобальная экология [Будыко, 1977] было бы вполне достаточным. Вероятно, еще полнее (но не шире) отвечало бы название биогеоценология (конечно, не только с ее фитоценологическим ядром, как у В. Н. Сукачева [1947]), хотя частица «гео» кажется здесь совершенно излишней. Понятия биоценоз, экологическая система никак не мыслятся вне среды, географического пространства, вне исторического процесса формирования функционирующих сообществ. По моему мнению, экосистема и биогеоценоз — это синонимы, и предпочтение я отдаю первому термину.

Эти рассуждения нет необходимости продолжать дальше, тем более, что им можно противопоставить сходные рассуждения с учетом преимущественных интересов геологов и палеонтологов, имеющих дело с различными тафоценозами и древней средой, изучаемыми средствами своих собственных наук. Речь сейчас идет о биосфере в широком понимании, приданном ей В. И. Вернадским, и, это важно подчеркнуть, о метабиосфере в смысле Н. Б. Вассоевича [1976] или о павбиосфере в трактовке, приведенной выше. Замечу еще раз, что важно избежать представления о механическом сложении непрерывно функционирующей биосферы и былых биосфер, уже связанных в биогенной и биокосной субстанции (метабиосфера Н. Б. Вассоевича).

С точки зрения историка былой жизни и живого, с позиции палеобиолога, палеонтолога (а палеонтология — преддверие неонтологии с совершенно размытой границей между ними), биосфера в целом представляется единством потока живого вещества в присутствующей ему среде, она неделима. Или лучше сказать, делима в том смысле и в том случае, когда мы нуждаемся и способны вычленить ту или иную ее часть (например, водную, атмосферную, почвенную или вошедшую в структуру разных биолитов, в литосферу вообще и т. д.), к изучению которой, имея частную цель, можно подойти с помощью некоторых, вполне специфических методов. Думаю, что совершенно не уклоняюсь от духа учения В. И. Вернадского.

Допускаю, однако, что исследователи не всегда учитывают глубокий подтекст формулировок и высказываний В. И. Вернадского. К ним, например, относится такое часто цитируемое выражение: «Биосфера есть оболочка земной коры, состоящая из трех, может быть, четырех геосфер: коры выветривания (твердой), жидкой гидросферы (Всемирный океан), тропосферы и, вероятно, стратосферы (газообразной)». И одновременно сама «биосфера... — оболочка земной коры» [Вернадский, 1934]. Конечно, речь идет о вхождении биосферы в косные, биокосные и биогенные тела. Именно поэтому В. И. Вернадский [1939] и говорит, что «вещество биосферы резко и глубоко неоднородно».

Все наши знания о биосфере с неизбежностью приводят к выводу, что биосфера, как объект изучения, — объект междисциплинарный. Уже в последние годы жизни, задавшись целью изложить «философские мысли натуралиста», В. И. Вернадский подошел к биосфере с позиций нового научного знания, показавшего все возрастающее значение биосферы в жизни человечества, ее эволюцию, сделавшую особенно резкий скачок на пороге появления *Homo sapiens*, включившего в биосферный процесс разум.

В этих размышлениях (они опубликованы в двух книгах в 1975, 1977 гг. и выборочно в 1973 г. в «Природе»), важнейших для понимания биосферы как величайшей организованности живого и косного (возможно, мы бы теперь сказали — геосистемы В. Б. Сочавы [1978]), как суперобъекта внимания ученых, философов и политиков, читатель, однако, нигде не найдет попытки выделить изучение биосферы в какую-либо науку, специально ей посвященную. Никто не имел бы большего права, чем В. И. Вернадский, назвать эту науку особо, но он этого не сделал, однако писал: «В классификации наук биосфера должна быть учтена как основной фактор, что, насколько знаю, сознательно не делалось» [Вернадский, 1977, с. 92].

Вряд ли есть основание думать, что право дать наименование этой науке он оставил кому-то в будущем. Всякий, кто знаком с историей становления геохимии и биогеохимии, да и многих других наук и научных направлений в познании Земли, Вселенной и жизни, формировавшихся в XX в., знает, какой огромный арсенал идей, фактов и аргументов В. И. Вернадский привлекал и мог привлечь для обоснования их самостоятельности по объекту, методам и целям исследований. И ни в чем так ярко не проявился могучий ум ученого, его неистощимая эрудиция и интуиция, как в рассуждениях о соотношении биосферы и биогеохимии. Именно последнюю он в первую очередь считал наукой о биосфере, хотя и она не исчерпывает все стороны этого необычайно сложного и многомерного объекта.

Начиная с 1965 г., когда вдовле после смерти автора была опубликована, вероятно, наиболее значительная книга В. И. Вернадского «Химическое строение биосферы Земли и ее окружения», мы все полнее и шире знакомимся с наследием этого удивительного ученого и человека. Совсем недавно вышла в свет еще одна его книга — «Живое вещество». В предвосходном предисловии к ней К. П. Флоренский [1978] пишет: «В работе В. И. Вернадского читатель не найдет окончательных научных решений... четких формулировок и выводов..., в ней он найдет гораздо большее — пример постановки важнейшей проблемы во всей научной широте, свойственной только крупнейшим ученым».

Это «большее» становится ясным, когда мы обращаемся к словам самого В. И. Вернадского [1977, с. 89]: «В наше время рамки отдельной науки, на которые распадается научное знание, не могут точно определить область научной мысли исследователя, точно охарактеризовать его научную работу. Проблемы, которые его занимают, все чаще не укладываются в рамки отдельной, сложившейся науки. Мы специализируемся не по наукам, а по проблемам». Изучение биосферы — это и есть проблема, пробле-

ма многоаспектная, глобальная, космическая. Ее нельзя связать не только с какой-либо наукой, но и с каким-либо отдельным циклом наук — биологических, геологических, географических, геофизических, к тому же это проблема социальная и философская. Лучше и полнее всего охватывает эту проблему то, что мы давно и привычно называем учением о биосфере или общим учением о биосфере. Произвести от биосферы какую-либо одну «логию» просто невозможно. В любом случае это только снизило бы учение, хотя буквально «*logos*» и «учение» — одно и то же. Всю меру этого несоответствия в отношении общего учения о биосфере, вероятно, лучше всего понимают люди, пользующиеся русским языком. Для нас общее учение о биосфере скорее своеобразная «биосферософия», чем какая-либо «логия».

V

Однако в геологии и палеонтологии мы не случайно уделяем особое внимание былым биосферам, биосферному процессу в геологическом прошлом, живому веществу прошлого, прошлым формам и системам организации жизни, различным биогенным образованиям в литосфере, и прежде всего в стратифере. Все это — явления и результаты функционирования палеобиосферы, ее эволюции, как системы, и эволюции самой жизни, как части этой системы. Нет нужды говорить геологам и палеонтологам, как много они уже создали наук и научных направлений, занятых изучением этих минувших процессов. Но нет ли и здесь необходимости в каких-то интегральных концепциях, вытекающих из общего учения о биосфере?

Я не имею сейчас возможности углубляться в эту очень важную проблему, но на двух научных направлениях необходимо остановиться: это геобиология и биогеология. Оба направления формируются уже давно, но лишь с 60-х годов термины геобиология и биогеология стали все чаще появляться в печати.

Понятие геобиология, вероятно, шире всего распространено в немецкой литературе; оно порождено особым вниманием к биосфере геологического прошлого. Немецкая литература оказала заметное влияние и на русскую научную мысль. Проф. Б. П. Высоцкий [1965, 1977] — один из лучших исследователей творчества Иоганнеса Вальтера, по-видимому, правильно считает автором термина геобиология этого выдающегося геолога и палеонтолога Германии, работы которого стали переводиться на русский язык с начала века. В 1930 г. Вальтер был избран почетным членом АН СССР.

Почти все его крупные работы [Вальтер, 1893—1894, 1919, 1936 и др.] проникнуты духом геобиологии, геологической биологии, ярким стремлением оттенить не только самоочевидное биологическое значение палеонтологии, но и ее огромную роль в геологии, в оценке влияния жизни на различные геологические (включая чисто геохимические) процессы и вместе с тем стремление показать роль среды прошлого в развитии органического мира. Он писал, что понимание среды обитания, образа жизни древних животных имеет для палеонтологов и геологов даже большее значение, чем для зоологов. Как считают Н. Б. Вассоевич и А. Н. Иванов [1977] среди русских ученых термином геобиология, в его биосферном смысле, важным для понимания почвообразовательного процесса, пользовался В. В. Докучаев. Этим термином и даже термином биогеология пользовались и другие русские ученые конца прошлого века. Правильно отмечается, что в появлении терминов геобиология и биогеология сказывается потребность в учении, охватывающем взаимодействие Земли, Жизни и Космоса [Вассоевич, Иванов, 1977]. Этим учением, как мы знаем, и явилось общее учение о биосфере В. И. Вернадского, но в рассматриваемых терминах подчеркнута специфика чисто геологического аспекта этого учения.

В 1940 г. французские ученые миссионеры — знаменитый Пьер Тейяр де Шарден и Пьер Леруа* — основали в Пекине первый Институт геобиологии и первое регулярное (правда, недолго просуществовавшее) издание под названием «Geobiologia». В программной статье Тейяр де Шарден [1943], хорошо знакомый по Сорбонне (1922—1926) с лекциями В. И. Вернадского о биосфере, писал, что биосфера «больше не считается простой метафорой, а является физической реальностью, столь же объективной и существенной для Земли, как и другие «сферы» и что «Земля является не только пространственной опорой, но и «чревом» живого слоя, который ее покрывает». Отметив достигнутую индивидуализацию физики и химии Земли (геофизика и геохимия), он писал далее, что «в области жизни вырисовывается такое же движение, приводящее к такому же результату», имеющему «тенденцию поставить биосферу в ряд наиболее широких научных реалий, которые только известны», а в здании самой науки «открыть пространство для дисциплины, специально посвященной исследованию биосферы». Так, «для завершения триады появилась геобиология» еще раз.

Определенная как «наука о биосфере», геобиология была поставлена Тейяр де Шарденом над палеонтологией, экологией и биогеографией — науками, изучающими земное пространство или прошлое Земли, в качестве связующей научной дисциплины. Он видел в ней два аспекта: «изучение органических связей любого распознаваемого порядка между живыми существами, рассматриваемыми в совокупности, как единой, замкнутой в себе системы» и «изучение физико-химических связей, имеющих отношение к зарождению и развитию этой живой замкнутой оболочки в истории планеты».

Как видим, геобиология Тейяр де Шардена еще в большей степени, чем геобиология Вальтера, оказалась наукой о биосфере, частично совпадающей с биогеохимией. Однако в дальнейшем, в тех случаях, когда этим названием пользовались, понятие геобиология не выходило за рамки «былых биосфер», изучения различных биологических феноменов и результатов биологической активности в геологическом прошлом. В настоящее время наиболее кратко геобиологию можно было бы определить как науку о метабиосфере. Скорее всего, такому направлению отвечает профиль деятельности ныне существующей Геобиологической лаборатории CSIRO в Канберре (Австралия).

Понятие биогеология также приобретает заметное распространение. Пожалуй, в нашем веке до 60-х годов оно не встречалось в литературе. Но многие знают, что проф. П. Клауд [1970, 1974, 1976 и др.], известный своими многочисленными исследованиями по палеонтологии, геологии, минеральным и энергетическим ресурсам и особенно по биогеохимическим аспектам развития докембрийских экосистем и докембрийской атмосферы, уже в 1965 г. стал профессором биогеологии Калифорнийского университета, а в Санта-Барбара возникла и Биогеологическая лаборатория.

В биогеологических исследованиях американских специалистов основное место занимает, выражаясь языком В. И. Вернадского, изучение древней биосферы, древнего живого вещества, древних экологических систем с точки зрения их «геологической функции». Биогеологией называет это направление исследований и А. В. Сидоренко [1971 и др.], также привлекавший сейчас самое широкое внимание к изучению роли живого вещества в развитии земной коры, начиная с глубокого докембрия.

Таким образом, представляется, что сейчас ясно вырисовываются два интегрирующих направления — геобиологическое и биогеологическое — в изучении древней биосферы, результатов ее функционирования. Они теснейшим образом связывают палеонтологию, геологию и геохимию.

* Не следует путать с E. Le Roy, автором термина *биосфера* [1928].

ЛИТЕРАТУРА

- Будыко М. И. Глобальная экология будущего. М.: Мысль, 1977, с. 327.
- Вальтер И. История земли и жизни. (Перев. с нем. 1908). Спб., 1911, 447 с.; Спб.: Изд-во Сойкина, 1912. 537 с.
- Вассоевич Н. Б. Различное толкование понятия биосферы.— В кн.: Исследования органического вещества в современных и ископаемых осадках. М.: Наука, 1976, с. 381—399.
- Вассоевич Н. Б. Учение о биосфере (1802—1876—1926).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1977, № 1, с. 5—13.
- Вассоевич Н. Б., Иванов А. Н. К истории учения о биосфере.— В кн.: Методология и история геологических наук. М.: Наука, 1977, с. 57—94.
- Вернадский В. И. Биосфера. Л.: Научно-техн. изд-во, 1926. 146 с. Перепечатано в кн.: Биосфера. М.: Мысль, 1967, с. 222—348.
- Вернадский В. И. Проблемы биогеохимии. I. Значение биогеохимии для изучения биосферы. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 47 с.
- Вернадский В. И. Проблемы биогеохимии. II. О коренном материально-энергетическом отличии живых и косных естественных тел биосферы. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 34 с.
- Вернадский В. И. О геологических оболочках Земли как планеты.— Изв. АН СССР. Серия геогр. и геофиз., 1942, № 6, с. 251—262.
- Вернадский В. И. Несколько слов о ноосфере.— Успехи биологии, 1944, т. 18, вып. 2, с. 113—120.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
- Вернадский В. И. Размышления натуралиста.— Природа, 1973, № 6, с. 30—41.
- Вернадский В. И. Размышления натуралиста. Пространство и время в неживой природе. М.: Наука, 1975. 175 с.
- Вернадский В. И. Размышления натуралиста. Научная мысль как планетарное явление. М.: Наука, 1977. 191 с.
- Вернадский В. И. Живое вещество. М.: Наука, 1978. 358 с.
- Высоцкий Б. П. Иоганнес Вальтер и его роль в развитии геологии. М.: Наука, 1965. 176 с.
- Высоцкий Б. П. Проблемы истории и методологии геологических наук. М.: Недра, 1977. 280 с.
- Гиляров М. С. Предисловие к кн.: Биосфера. М.: Мир, 1972. 483 с.
- Ковда В. А., Тюрюканов А. Н. Биосфера. БСЭ. Т. 3. М., 1970, с. 1080—1082.
- Лапо А. В. Следы былых биосфер. М.: Знание, 1979. 175 с.
- Личков Б. Л. Воззрения В. И. Вернадского на биосферу и ноосферу. Материалы к научной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения академика В. И. Вернадского. Л., 1963, с. 6—18.
- Одум Ю. Основы экологии. М.: Мир, 1975. 740 с.
- Самойлов Я. В. Биолиты, как орудие постижения жизни прежних геологических эпох.— Природа, 1924, № 1—3, с. 25—44. (Переизд. в кн.: Биолиты. Л.: Научн. хим.-тех. изд-во, 1929, с. 61—76).
- Самойлов Я. В. Палеофизиология (палеобиохимия) и ее геологическое значение.— В кн.: Биолиты. Л.: Научн. хим.-тех. изд-во, 1929, с. 77—92.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы.— Сов. геология, 1974, № 5, с. 3—20.
- Соколов В. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации.— Вестник АН СССР, 1976, № 4, с. 126—143. (Переизд. в кн.: 250 лет Академии наук СССР. М.: Наука, 1977, с. 423—444).
- Сочава В. Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 319 с.
- Сукачев В. Н. Основы теории биогеоценологии.— В кн.: Юбилейный сборник, посвященный 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции. Ч. 2. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1947, с. 283—304.
- Флоренский К. П. Предисловие к кн.: В. И. Вернадский. Живое вещество. М.: Наука, 1978, с. 1—10.
- Cloud P. (Ed.). Adventures in Earth History. San Francisco, 1970. 992 p.
- Cloud P. Evolution of ecosystems.— Amer. Sci., 1974, v. 62, p. 54—66.
- Cloud P. Beginnings of biospheric evolution and their biogeochemical consequences.— Paleobiology, 1976, v. 2, N 4, p. 351—387.
- Lamarck J. B. Hydrogeologie. Paris, 1802. 268 p.
- Le Foy E. L'exigence idéaliste at le fait d'évolution. Paris, 1927. 196 p.
- Samoilov J. V. Paleophysiology: the organic origin of some minerals occurring in sedimentary rocks.— Mineralogical Mag., 1917, v. XVIII, N 84. 87 p.
- Samoiloff J. V. Paläophysiologie (Paläobiochemie) und ihre geologische Bedeutung.— Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch., 1922, Bd 74. 227 S.
- Suess E. Die Entstehung der Alpen. Wien, 1875. 168 S.

- Teilhard de Chardin P. Geobiologie et «Geobiologia».— Geobiologia, Peking, 1943, v. 1, p. 1—5.
- Walther J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. T. 1—3. Jena, 1893—1894. 1055 S.
- Walther J. Allgemeine Paleontologie. T. 1—3. Berlin, 1919.
- Walther J. Mediterranis. Geobiologische Untersuchungen über Gestaltung und Besiedlung des mediterranen Lebensraumes.— Petermanns geogr. Mitt., 1936.

В. А. ЗАХАРОВ

ЭВОЛЮЦИЯ МОРСКИХ ДОННЫХ СООБЩЕСТВ: СТАНОВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ПРИЗНАКОВ

ВВЕДЕНИЕ

В палеоэкологии обычно постулируется, что отношения между организмами и средой в прошлом контролировались теми же законами, что и ныне. Это положение нашло наиболее яркое воплощение в работах, посвященных адаптивной стратегии крупных таксонов, морфофилогенез которых рассматривался в связи с изменениями абиотических факторов среды. Значительно меньше внимания в эволюционной палеоэкологии уделялось эволюции сообществ (=биоценозов) как группировок видов, связанных при жизни.

В настоящее время, судя по все возрастающему числу публикаций палеобиоценозы находятся в центре внимания исследователей. Особенно интенсивно изучаются морские донные сообщества геологического прошлого. Это и не удивительно. Остатки бентоса являются основным объектом изучения в докембрии и кембрии, к ним относится подавляющее большинство морских беспозвоночных из описанных в палеозое и большая часть в мезокайнозое. Известно, что биота прошлого лишь частично сохранилась в ископаемом состоянии. При этом в ориктоценозах фанерозоя среди остатков раковинных видов и видов с твердым скелетом преобладают представители бентоса. Однако донные сообщества привлекают палеонтологов не только своим таксономическим разнообразием, но и возможностью их биотического анализа. Дело в том, что место жизни и место захоронения бентосных организмов нередко совпадают и их скопления представляют, таким образом, остатки палеобиоценозов. Несмотря на утрату многих характеристик*, палеобиоценоз сохраняет часть важных сведений об исходном биотическом сообществе: его таксономической структуре (видовом разнообразии, доминировании, выровненности), трофической структуре (способу питания, уровням питания) и функциональных особенностях (свидетельства конкуренции, комменсализма, паразитизма, хищничества, мутуализма), результатах *r*-отбора и *k*-отбора, специализации по нишам, жизненных циклах (устойчивости во времени).

Далее, изучение особенностей распространения донных сообществ в пределах единых палеобассейнов показало, что разновозрастные палеобиоценозы распределяются закономерно: в бассейнах геологического прошлого, как и в современных, они были дифференцированы по биономическим зонам, причем каждой биономической зоне были свойственны свои, специфические сообщества.

Наблюдения над последовательностью донных сообществ в непрерывных в седиментационном отношении геологических разрезах выявили

* В современных морских мелководных сообществах только 30% видов имеют твердый скелет и способны сохраниться в ископаемом состоянии [Johnson, 1964].

еще одну фундаментальную особенность палеобиоценозов: их экологические сукцессии, столь характерные для развивающихся современных экосистем.

СТАНОВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ СТРУКТУРЫ МОРСКИХ ДОННЫХ СООБЩЕСТВ В ВЕНДЕ

Древнейшими бентосными организмами следует считать синезеленые водоросли и бактерии — создателей строматолитов, первое появление которых установлено в доломитах Малмана (Южная Африка) с возрастом 2,3 млрд. лет [Cloud, Morrison, 1979].

Обладали ли примитивные сообщества структурностью? Этому пока нет доказательств. Однако не лишены оснований соображения о том, что среди древнейших прокариот и эукариот имелись не только продуценты (фотосинтезирующие автотрофы), но и консументы (гетеротрофы), осуществлявшие утилизацию органического вещества [Hedgpeth, 1964; Simpson, 1969].

Донная биота в венде была уже достаточно структурирована (табл. 1). Об этом можно судить на основании экологического анализа беспозвоночных, определенных по отпечаткам и хитиновым остаткам, и по следам жизнедеятельности [Глесснер, 1963; Томмотский ярус..., 1969; Соколов, 1972, 1977; Келлер и др., 1974; Палий и др., 1979; Федонкин, 1979, 1980а, б; Glaessner, Daily, 1959; Glaessner, Wade, 1966; Pflug, 1972]. Поражает таксономическое разнообразие вендских метазоа, насчитывающих, возможно, не менее 30 родов из более десятка классов. Отсутствие количественных данных по отдельным таксонам не позволяет выявить доминантов и оценить вырванность таксономической структуры. В пределах вендской биоты в целом доминировали, видимо, пелагические организмы [Соколов, 1976], а среди бентоса — эпифауны. Анализ следов жизни показал, что среди бентоса были неглубоко и, возможно, временно погружавшиеся в мягкий осадок беспозвоночные [Федонкин, 1980а], но пока не найдены бесспорно инфауны группы. Донные вендские метазоа были хорошо дифференцированы по способам и уровням питания. Вероятно, преобладали сестонофаги (седиментаторы и менее многочисленные фильтраторы) высокого трофического уровня, к которым относились сессильные кишечнополостные, погонофоры (сабеллиды), петалонамы, аннелиды (тубулярные седентарии), криврициаты и, возможно, губки. Сестонофаги низкого трофического уровня, питавшиеся непосредственно над дном, с достоверностью не установлены. К этой группе принадлежали, по крайней мере на ранних стадиях своего развития, гидродные, сцифозои (сцифомедузы и конуляты), протомедузы, а также животные неизвестного систематического положения, оставившие неглубокие вертикальные следы (жилища трубочкожилов?).

Детритофаги, селективно отбиравшие частицы органического материала на границах осадок — вода (собиратели высокого трофического уровня), с определенностью не выявлены. Ими могли быть моллюски, присутствие которых предполагается на основании анализа следов ползания [Соколов, 1976], и, возможно, некоторые трилобитоморфы, хотя большая часть последних наряду с илоедомы — животными неясного систематического положения, разнообразные следы жизнедеятельности которых особенно широко распространены в верхней части венда, составляют другую группу детритофагов, безвыборочно заглатывавших грунт как с поверхности, так и несколько ниже границы осадок — вода (глотальщики низкого трофического уровня). Глубоко погружавшиеся животные, вероятно, отсутствовали [Федонкин, 1980а].

До настоящего времени остается открытым вопрос о возможном разнообразии вендских редуцентов. Высокий уровень экологической диф-

Трофическая классификация донных вендских метазоо

Группа организмов	Сестонофаги				Детритофаги				Хищники		Мусорщики		Паразиты
	седиментаторы		фильтраторы		глутальщики		собиратели		наддонные	поддонные	наддонные	поддонные	
	низкие	высокие	низкие	высокие	низкие	глубокие	низкие	высокие					
?Альционарии (<i>Pteridinium Rangea, Charnia</i>)		×											
Гидроидные, сцифоидные и протомедузы (в стадии полипа)		×											
Конуляты сессильные (<i>Conomedusites</i>)		×											
?Погонофоры (сабеллидиты)		×											
Петалономы (? <i>Baikalina</i>)		×											
Аннелиды (?полихеты и ?сигункулиды)													
а) сессильные (<i>Platysolenites, Planolites</i>)		×											
б) вагильные (<i>Harlandiella, Spriggina, Onega</i>)					×								
?Губки				×									
Крибрициаты				?×									
Артроподы (<i>Praecambrium, Vendia, Vendomia</i>)					×			?	×				
?Моллюски [по следам ползания]													
Плоские черви (<i>Dickinsonia, Palaeoplatoda</i>)										×			
?Немертины													
Гребневники (<i>Tribrachidium</i>)													

ференциации вендской биоты позволяет с уверенностью предполагать наличие в ее составе хищников и мусорщиков (падаляеядов и сапрофитов), активными хищниками могли быть низшие черви: плоские (турбеллярии), вагильные полихеты и немертины [Hedgpeth, 1964], а также предки гребневиков. Присутствие первых (диккинсония) и последних (трибрахидиум) предполагается в составе фауны Эдиакары, но немертины в ископаемом состоянии пока не найдены. Следует иметь в виду, что трофическая классификация плоских червей осуществима лишь на уровне более низких таксонов, чем подтип. Многие современные морские плоские черви (класс трематод) ведут паразитический образ жизни [Догель, 1975].

Хорошая сохранность в породах венда целых экземпляров мягкотелых метазоо может быть объяснена отсутствием крупных падаляеядов, неспособных к дезинтерграции тканей, а уничтожавших их *in situ*. Вполне возможно, что наиболее активными редуцентами тканей метазоо в танатоценозах были бактерии и одноклеточные карпотические организмы.

Для объяснения некоторых скоплений отпечатков и следов вендских метазоо в таких местонахождениях, как Эдиакара (Южная Австралия), Нама (Юго-Западная Африка), Чарнифта (Великобритания), Подолля и Зимний берег Белого моря (Русская равнина), правомочно привлечь аналогичные прецеденты захоронения и сохранения мягкотелых и тканей скелетных животных в более поздние геологические времена, например в раннеюрских (тоарских) лагунах Гольцмадена и позднеюрских (титонских) лагунах Золенгофена (ФРГ).

При обсуждении функциональных особенностей донных биоценозов венда исследователь попадает целиком в область предположений и допущений. Даже мутуализм синезеленых и бактерий допускается не путем прямой фиксации остатков симбионтов, а по аналогии с их ассоциациями на современных строматолитах.

Наши догадки относительно таких взаимоотношений, как хищничество, паразитизм и комменсализм, как будто бы не лишены оснований, поскольку многие установленные в докембрии группы беспозвоночных в более поздних фанерозойских и современных морях находятся в разнообразных функциональных отношениях с другими группами. Правоммерно также предположить, что значительная структурированность сообществ бентоса и специализация групп по нишам были достигнуты под влиянием отбора на фоне конкуренции экологически близких таксонов. Однако следы этих явлений еще должны быть вскрыты в ориктоценозах венда путем специальных тафономических наблюдений и экологического анализа реальных биоценозов.

Предстоит также выяснить пространственно-временную дифференциацию вендских и более ранних донных сообществ по биономическим зонам и их сукцессии во времени. Положительные результаты в этом направлении прямо связаны с реконструкцией палеогеографических обстановок и тектонического режима конкретных участков палеобассейнов.

РАЗВИТИЕ СТРУКТУРЫ ДОННЫХ СООБЩЕСТВ В ФАНЕРОЗОЕ

Сравнение трофической структуры вендских и начально-раннекембрийских (томмотских) донных сообществ не дает оснований для заключения о каких-либо существенных ее перестройках (табл. 2). В пределах сообществ сохранились способы питания сестонофагов и детритофагов. В томмотском ярусе, так же как и в венде, не встречены остатки беспозвоночных хищников. Можно лишь предполагать, что их функции выполняли перешедшие из венда гипотетические немертины и, возможно, гастроподы, которым приписываются следы сверлений на раковинах беззамковых брахиопод [Пельман, 1977].

Появление питателей (глоталыщиков?) глубокого погружения (ниже поверхности раздела осадок — вода) — важное событие в дифференциации бентоса по уровням питания. Однако свободны от фильтраторов низкие уровни, и по-прежнему слабо эксплуатируются поддонные осадки собирателями. Значительные изменения произошли в таксономической структуре за счет резкого возрастания таксономического разнообразия: в томмотском веке появляются многие типы беспозвоночных, неизвестные в венде [Журавлева и др., 1979]. Однако даже этот, как будто объективно фиксируемый таксономический взрыв не представляется столь уж очевидным фактом, если допустить, что обнаруженные в томмотском ярусе типы беспозвоночных «существовали в венде, но были представлены бескелетными формами или формами со слабо минерализованными покровами» [Соколов, 1976]. «Проявление» остатков этих групп в слоях нижнего кембрия могло быть результатом перестройки механизмов минерализации покровных тканей морских беспозвоночных кембрия [Соколов, 1972; Барсков, 1975].

При любом допущении этап становления основных стволов органического мира охватывает не менее 150—200 млн. лет (венд—ранний кембрий) [Журавлева и др., 1979]. Одновременно происходила быстрая диверсификация более низких таксонов. В интервале венда — раннего кембрия, по данным Д. Сепкоски [Sepkoski, 1979], число отрядов и семейств возрастало экспоненциально. Существуют разные представления отно-

Трофическая классификация донных раннекембрийских (томмотских) метазоо

Группа организмов	Сестонофаги				Детритофаги				Хищники		Мусорщики		Паразиты
	седиментаторы		фильтраторы		глотальщики		собиратели		наддонные	поддонные	наддонные	поддонные	
	низкие	высокие	низкие	высокие	низкие	глобальные	низкие	высокие					
Гидроидные и сцифоидные (<i>Dactyloides</i>) (в стадии полипа)	×	×											
?Погонофоры (сабеллитиды)		×											
Губки			×										
Гидрокозоа		×											
Археоциаты			×										
Крибрициаты			×										
Радиоциаты			×										
Брахиподы (беззамковые)			×										
Хиолиты								?	×				
Гастроподы								?	×	?	×		
Моноплакофоры								?	×				
Конодонтоморфа								?	×				
Аннелиды (сипункулиды и полыхеты по следам жизни)													
а) сессильные	×	×											
б) вагильные					×	×							
Кололоиды										?	×		
Томмотииды										?	×		
Суннагинии										?	×		
?Немертины										?	×		
Плоские черви										?	×		
Анабаритиды (<i>Cambrotubulus</i> , <i>Tiksitheca</i> , <i>Angustiochrea</i>)										?	×		
Хиолительминты										?	×		

сительно динамики изменения числа видов в фанерозое. Однако каждая из предложенных моделей предусматривает рост видового богатства с начала раннего палеозоя [Vambach, 1977]. Резкое возрастание таксономического разнообразия беспозвоночных не могло не отразиться на структуре донных сообществ.

В течение раннего кембрия различные группы освоили все способы и уровни питания. Наиболее интенсивно эксплуатировались, вероятно, два уровня: водная масса на границе осадок — вода и участок осадка, непосредственно примыкающий к границе. С самого начала кембрия различные группы организмов освоили питание способом фильтрации в толще воды, а затем на границе осадок — вода. На этих же уровнях в кембрии, как и в венде, добывали себе пищу многочисленные седиментаторы — осаждальщики. Уровни осадок — вода и непосредственно под этой границей были освоены беспозвоночными (собирателями и глотальщиками) очень рано. В современных морях на этих уровнях достигается наиболее высокая концентрация органического материала: бентосной эпифауны, флоры, скоплений мертвых организмов и органического детрита [Walker, Vambach, 1974] (рис. 1). Представляется, что именно на этом интервале полностью или отчасти кормились известные из томмотского века группы неясного систематического положения: хиолиты, анабаритиды, кололоиды, томмотииды, суннагинии и, вероятно, конодонтоморфы. Пока еще

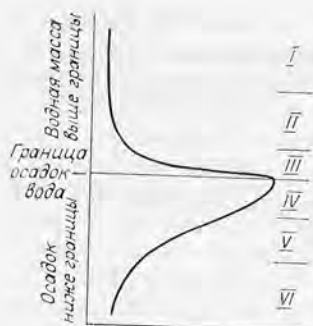


Рис. 1. Распределение пищевых ресурсов относительно границы осадок — вода в современных морях. Кривая показывает относительное количество органического материала на разных уровнях (по [Walker, Vambach, 1974]).

I — пищевые ресурсы водной толщи; растворенные и коллоидальные органические молекулы, суспензионные частицы, плавающие и парящие организмы. Органическая концентрация ниже, чем на границе осадок — вода, но в единицу времени проходят большие объемы материала. II — вода непосредственно выше границы осадок — вода: обогащение взвешенными частицами материала. III — граница осадок — вода: высокая концентрация органического материала. Сосредоточение бентосной эпифауны и всей бентосной флоры. Отложение мертвых организмов и органического детрита. IV — высокая концентрация питательного органического материала в осадке до глубины 5 см от границы осадок — вода. Все категории пищи за исключением живых растений. V — уменьшение органической составляющей с глубиной в результате бактериального разложения. Аэробные бактерии уменьшаются (присутствует по крайней мере до глубины 75 см). Органический материал стойкий, нет пищевых ресурсов.

составляющей с глубиной в результате бактериального разложения. Аэробные бактерии уменьшаются (присутствует по крайней мере до глубины 75 см). Органический материал стойкий, нет пищевых ресурсов.

неизвестны организмы — безвыборочные глотальщики, питавшиеся глубоко под дном раннекембрийских морей. Судя по следам жизнедеятельности, такие животные (вагильные полихеты?) были [Федонкин, 1980a].

К сожалению, в литературе нет анализа структуры конкретных раннекембрийских биоценозов, что неизбежно понижает ценность изложенных выше обобщений и не позволяет с достоверностью судить о таксономической структуре донных сообществ, особенно о такой важной их характеристике, как степень доминирования.

Таким образом, становление известных ныне основных структурных признаков донных сообществ морских беспозвоночных произошло к середине кембрия. Возникшие в более позднее время группы бентосных организмов выполняли в биоценозах те же функции, что и их вендские и кембрийские предшественники. Представляется, что селективное преимущество имели те группы, у которых в ходе эволюции таксономическая диверсификация сопровождалась трофической дифференциацией. К таким группам могут быть отнесены двустворчатые моллюски, гастроподы, вагильные иглокожие, ракообразные. Например, среди двустворок имеются сестонофаги (фильтраторы) низкого и высокого уровня, детритофаги (собиратели) низкого и высокого уровня. Еще разнообразнее способы питания и характер пищи у гастропод, среди которых имеются сестонофаги-фильтраторы и седиментаторы низкого и высокого уровня, вегетарианцы, детритофаги низкого и высокого уровня, хищники, трупоеды и паразиты [Справочник по экологии, 1966, 1968]. Наоборот, вымершие или существенно сократившиеся в ходе эволюции группы организмов, такие как археоциаты, кораллы, мшанки, брахиоподы, сессильные иглокожие, характеризуются лишь одним способом питания.

СТАНОВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ФУНКЦИОНАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ДОННЫХ СООБЩЕСТВ

Конкуренция является одной из фундаментальных особенностей развивающегося сообщества. Этот тип взаимоотношений между организмами в значительной мере обеспечивает эволюционный процесс. Возможно, что на ранних этапах становления сообществ отбор осуществлялся за счет преимущественного давления абиотических факторов среды (r — отбор). Но эффективность его явно повышалась в условиях конкуренции (k — отбор).

Резонно предполагать конкуренцию по линии питания и за места обитания в донных сообществах морских организмов венда, например, среди сестонофагов высокого уровня. Однако отсутствие специальных исследо-

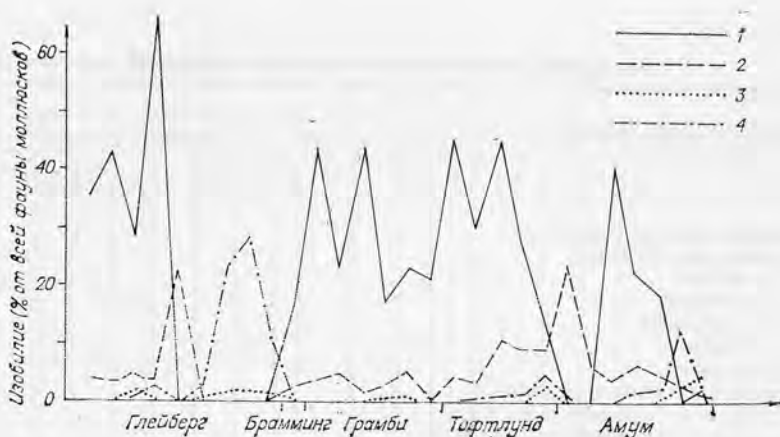


Рис. 2. Кривые, демонстрирующие взаимное исключение видов *Nassa* (гастроподы) в миоцене на юге п-ова Ютландия (Дания) (из [Ager, 1963]). 1 — *Nassa cimbrica*; 2 — *N. schlotheimi*; 3 — *N. jacki*; 4 — *N. fuchsii*.

ваний не позволяет идти дальше предположений. Резкий рост таксономического разнообразия крупных таксонов: отрядов и семейств в венде — раннем кембрии свидетельствует о попытке снятия экологического напряжения в морской биоте. К сожалению, нам не известны факторы, вызвавшие это напряжение. Высокие темпы вымирания семейств и отрядов в среднем — позднем кембрии больше оснований связывать с ужесточением конкурентных взаимоотношений между организмами (табл. 3). Как известно, острота конкуренции между экологически близкими животными возрастает по мере увеличения популяционной плотности сосуществующих таксонов. Вследствие этого два вида с одинаковыми экологическими требованиями не могут продолжительно сосуществовать.

Палеонтологический материал также дает многочисленные свидетельства подобных отношений экологически родственных видов. Правда, палеонтологу обычно нелегко судить, что лежало в основе межвидовой конкуренции, поскольку трудно в чистом виде вычленить регулирующий фактор. Примеры касаются мезокайнозойских моллюсков. Так, четыре вида *Nassa* более или менее взаимно исключались в среднем миоцене на юге Ютландии (Дания) [Ager, 1963] (рис. 2). Виды рода *Buchia* в позднеюрских и раннемеловых бассейнах на севере СССР сосуществовали на единых биотопах лишь при низкой популяционной плотности одного или чаще обоих видов. В моменты резкого доминирования одного из них другие были подавлены или полностью вытеснялись с биотопов [Захаров, 1980] (рис. 3). Экологическая близость не всегда предполагает таксономическую близость. Поэтому правило экологического исключения касается не только близкородственных видов, но и других экологически близких таксонов. К таким группам в раннемеловом море на севере Сибири принадлежали бухии и иноцерамы. Эти донные моллюски относились к одному экологическому типу (биссусных) и принадлежали к единой трофической группировке: фильтраторам высокого уровня. Благоприятными для их процветания были илесто-глинистые грунты в условиях средней сублиторали. В этих условиях бухии и иноцерамы конкурировали между собой; в поселениях с высокой популяционной плотностью одного рода другой был подавлен (рис. 4) [Захаров, Турбина, 1979].

Одним из следствий конкуренции является доминирование в донных сообществах одного или немногих таксонов. В палеоэкологии, так же как и в экологии, принято называть сообщества по преобладающему виду.

Появление, становление и развитие признаков морских донных

Признаки ископаемых морских донных сообществ	Геологи													
	рифей			венд			кембрий			ордовик			силур	
	н	с	в	н	с	в	н	с	в	н	с	в	н	в
I. Таксономическая структура														
Видовое разнообразие:														
а) низкое	×	×	×	×	×	×	×							
б) высокое								×	×	×	×	×	×	×
Доминирование:														
а) слабое	?	?	?	?	×	×	?	×						
б) резкое								×	×	×	×	×	×	×
II. Трофическая структура (способы и уровни питания)														
Сестонофаги-седиментаторы:														
а) высокие					×	?	×	×	×	×	×	×	×	×
б) низкие					×	?	×	×	×	×	×	×	×	×
Сестонофаги-фильтраторы:														
а) высокие					×	?	×	×	×	×	×	×	×	×
б) низкие								×	×	×	×	×	×	×
Детритофаги (собиратели и глотальщики):														
а) высокие		×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
б) низкие				×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
Илоеды (глубокопогружающиеся глотальщики)							×	×	×	×	×	×	×	×
III. Функциональные особенности														
Конкуренция:														
а) слабая	×	×	×	×	×	×	?	×	×	×	×	×	×	×
б) жесткая														
Хищничество					?	?	×	×	×	×	×	×	×	×
Комменсализм					?	?	?	×	?	×	×	×	×	×
Мутуализм		×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
Паразитизм					?	?	?	?	?	×	×	×	×	×
Наделяйство и другие способы утилизации органического вещества		?	?	?	?	?	?	?	×	×	×	×	×	×
IV. Топология														
Дифференциация по биомическим зонам								×	×	×	×	×	×	×
Специализация по ишмам								×	×	×	×	×	×	×
V. Сукцессии														
Рекуррентные								?	?	?	×	×	×	×
Сингенетичные					?	?	×	×	×	×	×	×	×	×

В литературе описаны многочисленные донные биоценозы по всему фанерозою, начиная с позднего кембрия. Для каждого из этих биоценозов, оккупировавших различные участки шельфов, указаны доминирующие виды [McKerrow, 1978].

Хищничество. Последствия взаимоотношений хищник — жертва фиксируются на палеонтологическом материале в виде залеченных травм на раковине или скелете, следов сверлений (химической или механической природы), содержания желудков хищников, fossilizированных находок хищников на своих жертвах.

Как отмечалось выше, нет прямых свидетельств присутствия хищников в венде и раннем кембрии. Наиболее ранние следы сверлений обнаружены на раковинах баззамковых брахиопод *Homotreta* из среднего кембрия Сибирской платформы [Пельман, 1977]. Такие же следы отмечаются на раковинах палеозойских замковых брахиопод [Яковлев, 1964; Геккер, 1966]. Хозяева этих следов не известны, но иногда ими считают гастропод рода *Subulites* [Cameron, 1967]. Многочисленные следы сверлений на раковинах двустворчатых моллюсков и брюхоногих мезозоя и кайнозоя обыч-

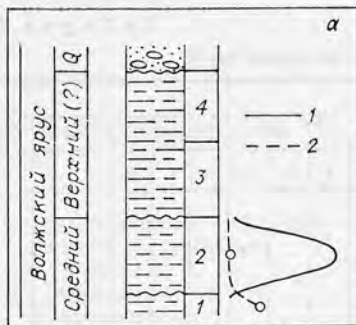


Рис. 3. Биотопическое взаимоисключение близкородственных видов бухий демонстрируют кривые частоты встречаемости.

а — *Buchia russiensis* (1), *B. mosquensis* (2) в пограничных слоях между средне- и верхневолжским подъярусами, Северное Приитамье, р. Волонга. б — *B. unschensis* (1), *B. ohensis* (2), *B. jasikovi* (3), *B. volgensis* (4), *B. tolmatschowi* (5) в берриасе, север Сибири, р. Боярка. Римские цифры — номера слоев в опорном разрезе неогена, арабскими обозначены номера слоев в обнажениях. М_В 1 : 400 (по В. А. Захарову [1980]).

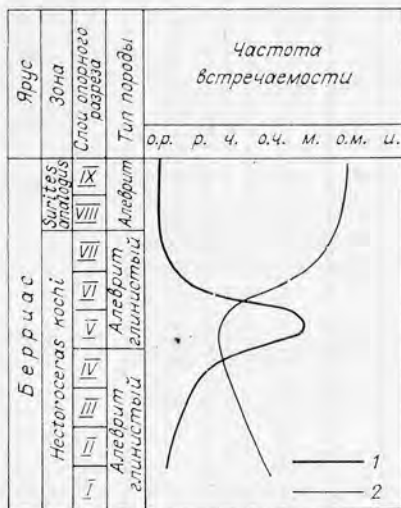
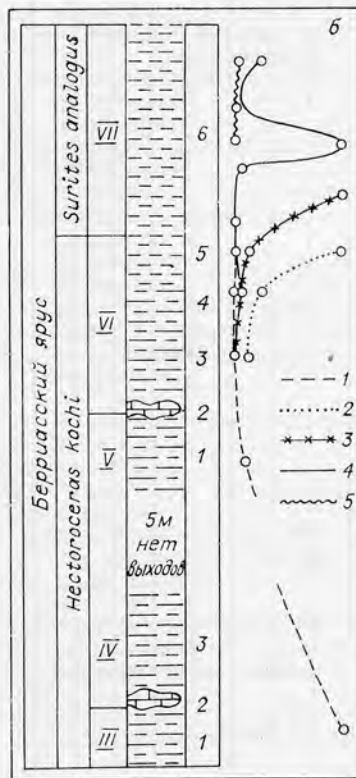


Рис. 4. Кривые отражают биотопическое исключение бухий (1) и иноцерамов (2) в берриасе в условиях средней сублиторали на р. Боярка, Хатангская впадина, север Сибири (по В. А. Захарову, А. С. Турбиной [1979]). о. р.— очень редко, р.— редко, ч.— часто, о. ч.— очень часто, м.— много, о. м.— очень много, и.— изобилие. Слой опорного разреза даны по В. А. Захарову [1970].

ские отношения обычно устанавливаются между автотрофами и гетеротрофами. Мы уже упоминали о симбиозе прокариот: синезеленых водорослей и бактерий в докембрийских строматолитах. Этот тип симбиоза обнаружен у мшанки *Fenestella* и бурой водоросли из позднего палеозоя Америки, а также у каменноугольной мшанки *Thamniscus pinnatus* и красной водоросли [Elias, 1973]. Предполагается, что мельчайшие (диаметром обычно 2—15 микрон) шаровидные или овальные образования, встреченные в мезозойских и третичных ягутиковых, являются остатками симбионтов типа современных зооксантелл или зоохлорелл [Eiesenack, 1966].

Очень полно освещен в палеоэкологической литературе другой тип симбиоза — комменсализм. Включения об этом типе связи основываются обычно на закономерном расположении скелета гостя-комменсала на раковине хозяина. Выделяется несколько ситуаций, фиксирующих комменсальные биотические взаимоотношения [Геккер, 1966].

1. Нарастание (цементация) одних форм на другие. Например, трубки аулопор (кораллы-табуляты), серпул и спирорбиса покрывают девонских

брахиопод [Яковлев, 1964; Геккер, 1957, 1966; Марковский, 1966; и др.]; колонии мшанки *Berenicea* инкрустировали раковины среднеюрских гастропод при их жизни, а затем вступали в симбиотические отношения с раками-отшельниками, селившимся в пустых раковинах [Palmer, Hancock, 1973]; отмечается симбиоз морских уточек (усоногие раки) и аммонитов в раннемеловом море на Северном Кавказе [Друщиц, Зевина, 1969]; устриц и аммонитов [Захаров, Месежников, 1974; Merkt, 1966; Holland, 1971].

2. Внедрение одних форм в твердые образования других. Среди инквилинистов-комменсалов отмечаются фораминиферы, например в оксфордских кремниевых губках [Kaźmierczak, 1973], а также многощетинковые черви, например *Palaeosabella* в раковине позднедевонской брахиоподы *Cyrtospirifer* [Геккер, 1966] и *Polydora* в раковинах палеогеновых устриц [Геккер и др., 1962] и раннемеловых пектинид [Захаров, 1966б].

3. Обрастание одних форм другими. Обрастание или иммурация гостя-комменсала при тесном совместном проживании с организмом-хозяином широко распространено у колониальных животных. Например, черви-комменсалы в колониях ордовикских мшанок [Геккер, 1966] и силурийских табуляит [Соколов, 1948]; симбиоз позднедевонских строматопоридей и сирингопорид [Дубатов, 1959].

4. Мягкое прикрепление (разновидность эпипиоза) гостя-комменсала к раковине хозяина. Свидетельства этого типа взаимосвязи (прикрепление биссусом двустворок, ножкой брахиопод, ногой гастропод и др.), как правило, утрачиваются. Однако описано несколько случаев симбионтов-гастропод. Например, поселение платицератид вблизи анального отверстия карбоновой морской лилии [Яковлев, 1964] и поселения калиптреид (гастропод) и брахиопод на раковине крупных раннемеловых пектинид [Захаров, 1966б].

Паразитизм. К документальным свидетельствам паразитизма среди организмов геологического прошлого обычно относятся такие случаи внедрения одних организмов в другие, которые сопровождаются аномальным развитием раковины хозяина.

Видимо, этот тип взаимосвязей возник очень рано, вслед за симбиозом, но тому пока нет документальных свидетельств в докембрии. Следствием паразитизма кольчатого червя из подкласса *Myzostomidae* в стебле мезозойских и палеозойских морских лилий явилось утолщение стебля, изменение формы и расположения члеников [Яковлев, 1964; Геккер, 1957, 1966]. Рачка *Canceripustula nocens*, внедрившегося в панцири юрского морского ежа *Collyrites elliptica*, рассматривают как эндопаразита [Соловьев, 1961]. Предполагается паразитизм червя *Mycelites* в раковинах юрских аммонитов из ФРГ и центральной части европейской территории СССР. Обнаруженные плотные скопления нитей на протравленных поверхностях перегородок и раковин были интерпретированы как гифы паразитических грибов [Schindewolf, 1963; Wetzel, 1964]. Однако не всегда можно провести четкую грань между действием инквилиниста-комменсала и инквилиниста-паразита.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ СООБЩЕСТВ ПО БИОНОМИЧЕСКИМ ЗОНАМ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ

Дифференциация по биономическим зонам различных типов сообществ является следствием специализации по экологическим нишам составляющих видов. Наличие биономических зон в современных морях связано с «эффектом берега»: суша оказывает существенное влияние на обстановку обитания донных организмов, по мере удаления в сторону моря влияние суши ослабевает.

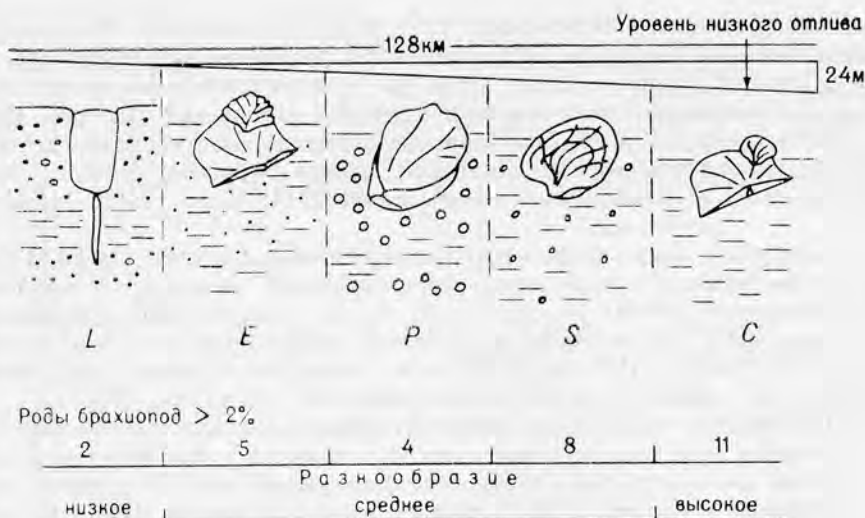


Рис. 5. Нормальный ряд (гамма) из пяти бентосных сообществ пологого дна раннесилурийского моря в области спокойного тектонического режима и устойчивой береговой линии. На абсолютной (верхняя линия) и относительной (нижняя линия) шкалах показано разнообразие наиболее распространенных родов брахиопод. Изображены преобладающие роды: *Lingula* (L), *Eocoella* (E), *Pentamerus* (P), *Stricklandia* (S), *Clorinda* (C). Уклон дна на рис. 5 и 6 показан приблизительно: для раннего силура он составляет 30—120 см на 1,6 км, для позднего ордовика — 120—360 см на 1,6 км (приведены только минимальные цифры) (из [Anderson, 1971]).

Распределение бентосных сообществ в прошлом, как и ныне, контролировалось факторами среды. Суммарный эффект факторов обуславливал размещение их, субпараллельное палеоберегу. Если удаление от палеоберега сопровождалось углублением дна, границы палеосообществ были также субпараллельными. В морской палеоэкологии ряды биоценозов, прослеживающиеся от палеоберега в сторону моря, были названы «гаммами» [Геккер, 1957]. Число сообществ, образовавших нормальный ряд (гамму), лимитировалось тектонической обстановкой, типом береговой линии и уклоном дна: в областях со спокойным тектоническим режимом, устойчивой береговой линией и пологим дном гаммы сообществ были многочисленнее (рис. 5), чем на участках с изменчивой тектонической обстановкой, изрезанной береговой линией и крутыми уклонами дна (рис. 6). Большинство исследователей склоняются к выводу о прямом контроле сообществ гидродинамикой: как правило, тип сообщества был связан с определенным типом грунта, который в свою очередь опосредован гидродинамикой (в условиях нормально падающего профиля равновесия дна).

Исследованию латеральных рядов палеобиоценозов в бассейнах геологического прошлого в связи с фациями уделялось исключительное внимание. Нормальную последовательность палеобиоценозов в принципе можно восстановить не только в результате сравнительного изучения синхронных отложений по латерали, но и по последовательности наслоения в едином разрезе, имея в виду, что контактирующие в нормальном залегании слои формировались в палеобассейне в пограничных фациальных обстановках (закон Головкинского — Вальтера).

Возможно, наиболее ранняя дифференциация донных морских организмов по биономическим законам установлена в раннем кембрии Сибирской платформы [Репина, 1968; Репина, Жаркова, 1974; Журавлева, 1979].

Закономерное распределение бентосных сообществ в бассейнах геологического прошлого отмечается по всему фанерозою [McKerrow, 1978].



Рис. 6. Нормальный ряд (гамма) из трех или двух бентосных сообществ позднеордовикского моря с относительно крутым уклоном дна, изменчивой тектонической обстановкой и изрезанной береговой линией. Разнообразие наиболее распространенных родов брахиопод показано на относительной шкале. Изображены формы трех сообществ: *Orthorhynchia* — *Ambonychia* (O — A), *Sowerbyella* — *Ohniella* (S — O) и *Zygospira* — *Hebertella* (Z — H). Сообщество (O — A) разделяется на два, сообщество (Z — H) замещает два других в инфралиторали при слабом поступлении кластического материала (из [Anderson, 1971]).

В пределах палеошельфов обычно удается установить три зоны с характерными для них биоценозами: прибрежную, мелководную шельфовую и удаленную от палеоберега. Иногда число этих зон увеличивается до пяти.

Так, в позднем ордовике Центральных Аппалачей выделены три морских бентосных сообщества, которые прослеживаются отчасти или полностью в течение всего палеозоя [Bretsky, 1969]. Эти сообщества группируются в пять ассоциаций: 1) лингулоидно-моллюсковую (ордовик — пермь), 2) строфоменидо-трилобитовую (ордовик — девон), 3) атрипидо-мшанковую (ордовик — девон), 4) продуктидо-хонетидовую (девон — пермь), 5) фузулинидо-палеотекстуляриидовую (пенсильваний — пермь). В прибрежных сообществах в течение всего палеозоя доминировали нукулоидные двустворки, беллерофонтиды (гастроподы) и лингулиды (беззамковые брахиоподы), в то время как в удаленных от берега сообществах преобладали замковые брахиоподы.

Замечено, что смена систематического состава в удаленных от берега (и более глубоководных) сообществах происходила гораздо быстрее (высокие темпы эволюции таксонов), чем в прибрежных мелководных сообществах. Любопытно, что позднекембрийские прибрежные сообщества, описанные из Западного Висконсина и Восточной Миннесоты (США), представленные лингулоидами, акретоидами (?), моноплакофорами (?) и крупными вертикальными трубками (следами жизнедеятельности червей), очень сходны с ордовикско-пермскими лингулоидно-моллюсковыми ассоциациями Центральных Аппалачей. В то же время удаленные от берега сообщества, состоящие почти исключительно из разнообразных ассоциаций трилобитов, отличаются от известных в более позднее время преимущественно брахиоподовых ассоциаций [Bretsky, 1969].

Двустворчатые моллюски силура (лудлов) Уэльса также были дифференцированы по биономическим зонам: в зоне волноприбойных илов обитали эндобиссантные формы, а на глинистых грунтах глубоководной

части шельфа со спокойными условиями осадконакопления преобладали свободно зарывающиеся нукулиды [Watkins, 1978]. Раннедевонские сообщества брахиопод занимали две главные биомические зоны в бассейнах западной и арктической частей Северной Америки; внешнюю относительно глубоководную (биофагия *Gypidula* — *Atrypa* — *Schizophoria*) и внутреннюю относительно мелководную (акроспириферидо-лептоцоелиидовая биофагия) [Johnson, 1974]. В раннекаменноугольных морях на Русской платформе выделено 12 сообществ брахиопод, пять — кораллов, два — бескелетных животных (по следам жизнедеятельности) и одно — двустворчатых моллюсков. Эти сообщества существовали в широком спектре местообитаний: от краевых лагун с песчано-глинистыми илами до открытого моря с чистыми известковыми осадками [Осипова и др., 1978].

Четкая картина дифференциации бентоса по биомическим зонам наблюдается и в морях мезозоя. В течение всей юры и неокома в море на севере Средней Сибири существовали от двух до трех биомических зон (прибрежная мелководная, умеренных глубин и относительно глубоководная), занятых специфическими донными биоценозами из двустворок (доминирующая группа), гастропод и брахиопод [Захаров, Юдовный, 1974; Захаров, Шурыгин, 1979].

В кайнозойских морях расселение бентосных сообществ в значительной степени сходно с таковым современных морских бассейнов, поскольку преобладают общие таксоны родового и более высокого ранга [Гладенков, 1969].

В течение всего фанерозоя сообщества каждой биомической зоны сохраняют свою таксономическую структуру [Vambach, 1977]. Так, наиболее близкие к палеоберегу (приливно-отливная зона и верхи верхней сублиторали) донные сообщества постоянно характеризуются низким видовым разнообразием, но высокой представительностью составляющих видов. Прибрежные мелководные сообщества умеренно разнообразны. Наиболее разнообразны сообщества открытых морских обстановок. Эти сообщества характеризуются, как правило, низкой выровненностью. Имеющие место колебания среднего числа видов для каждой биомической зоны по эрам не оказывают никакого влияния на описанную ситуацию.

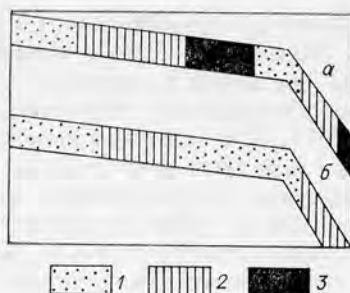
Один из выводов, полученных на основании анализа главным образом палеозойских донных сообществ, состоит в том, что таксономическое разнообразие растёт с удалением от палеоберега и углублением субстрата. Этот вывод не вызывает сомнения для батиметрических моделей в условиях верхней сублиторали. Однако более широкое обобщение: разнообразие растёт с глубиной, так как стабильность среды увеличивается [Dorning, 1976] — вряд ли справедливо. Наблюдение за шестью донными сообществами из среднего ордовика в центральной и северо-восточной частях штата Нью-Йорк показали, что разнообразие действительно растёт до определенной глубины, а затем убывает на глубоководье, где среда была наиболее стабильна [Tutus, Cameron, 1976].

В современной гидробиологии преобладает мнение о том, что общее разнообразие в сообществах снижается как в полностью стабильной среде, так и в часто изменяющейся. Максимальное видовое разнообразие присуще средам с оптимальной частотой колебаний физических факторов. К такому заключению склоняют также данные экспериментальной экологии [Goodmann, 1975]. Наши наблюдения над мезозойскими бентосными преимущественно моллюсковыми сообществами подтверждают это заключение [Захаров, Юдовный, 1974; Захаров, Шурыгин, 1979].

Менее полно освещены в литературе вопросы становления и развития трофической зональности. На современных морских шельфах устанавливается от двух (в олиготрофных условиях) до трех (в эвтрофных условиях)

Рис. 7. Схема трофической зональности на широком плоском шельфе в эвтрофных (а) и олиготрофных (б) условиях (из книги *Океанология. Биология океана, 1977*).

Зона преобладания: 1 — фильтраторов, 2 — детритофагов, 3 — глотающих детритофагов.



трофических зон (рис. 7). Каждую зону занимают организмы преимущественно определенного типа питания: сестонофаги, собирающие (детритофаги) или детритофаги-глутальщики. Как отмечалось выше, практически все известные ныне способы и уровни питания были освоены беспозвоночными по крайней мере с начала кембрия (см. табл. 3). Можно предположить, что существовавшая в кембрии дифференциация донных сообществ по биономическим зонам была отражением трофических адаптаций морских беспозвоночных. Известно также, что господствующее положение среди бентоса в кембрии занимали трилобиты. Однако пока отсутствуют общепринятые экологические классификации этих членистоногих по трофическим признакам.

Наиболее ранняя трофическая зона детритофагов описана для силура. Бесспорными представителями детритофагов этого времени являются двустворки-палеотаксоноты [Levinton, 1974]. В мезозое и кайнозое представители именно этой группы хорошо фиксируют трофические зоны в палеобассейнах: прибрежные мелководные участки были заняты преимущественно фильтраторами, а удаленные от берега участки населяли главным образом детритофаги-собиратели, иногда совместно с эписистемными группами [Гладенков, 1969; Салин, 1972; Захаров, Юдовный, 1974; Захаров, Шурыгин, 1979; Кузнецов, 1980; Wright, 1974]. Однако при анализе донных сообществ палеозоя несколько обескураживает тот факт, что дифференцированные по биономическим зонам беспозвоночные представлены в палеонтологической летописи преимущественно сестонофагами. Притом ядра большинства сообществ составляют замковые брахиоподы-сестонофаги высокого трофического уровня. Остается предполагать, что трофические зоны детритофагов-собирателей и глутальщиков были заняты мягкотелыми и плохо fossilизирующимися животными, не сохранившимися в ископаемом состоянии. Возможно также, что начавшееся сравнительно недавно интенсивное изучение трофических зон в недалеком будущем более четко выявит их присутствие в фанерозойских морях.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ СУКЦЕССИИ МОРСКИХ ДОННЫХ СООБЩЕСТВ

Последовательность автохтонных элементов ориктоценозов в геологическом разрезе позволяет судить о смене сообществ во времени. В палеоэкологии наземных растений такую последовательность иногда называют палеосукцессией [Красилов, 1972]. В морской палеоэкологии различают два разных по природе типа последовательностей: один связан с рекурренцией сообществ, другой — с собственно сукцессией. Рекуррентное сообщество почти не меняется во времени ни по таксономическому составу, ни по структуре. Повторное появление остатков такого сообщества в разрезе обычно объясняется возвратом условий обитания, чрезвычайно сходных по параметрам с предшествующими. Примером может

служить бентосное сообщество, повторявшееся 49 раз в свите Макохета (ордовик, Миннесота, США). Остатки сообщества, состоявшего главным образом из брахиопод и двустворок, заключены в глинистые органогенные известняки и полностью отсутствуют в чередующихся с ними доломитах [Bayer, 1967]. Для контактирующих рекуррентных сообществ характерны резкие границы и отсутствие переходной зоны хроноэктона.

Сообщества, развивающиеся сукцессионно, как правило, проходят последовательные стадии от пионерных до климаксных. Обычно они образуют композиционно-структурный континуум во времени, поэтому границы между контактирующими сообществами нечеткие. Первые стадии сукцессии проходят под преимущественным контролем абиотических факторов (преобладает r -отбор), позднее состав и структура сообществ формируются при существенном влиянии биотических составляющих среды (возрастает роль k -отбора). Процесс сукцессии сообществ характеризуется следующими чертами, зафиксированными в серии соответствующих ориктоценозов: постепенным возрастанием видового разнообразия и дифференциацией по уровням питания, усилением доминирования на главных трофических уровнях немногих видов, уменьшением выровненности, появлением группы крупнораковинных видов и усилением их роли, сокращением экологических ниш ряда видов, усилением роли комменсалов, хищников и другими признаками всеобщего гомеостаза. Предполагается, что экологические сукцессии должны смягчать стрессовые воздействия среды обитания и увеличивать в целом стабильность экосистем [Одум, 1975].

Сукцессии морских донных сообществ наиболее полно представлены в трансгрессирующих сериях (рис. 8). В литературе описаны экологические сукцессии морского бентоса, сопровождавшиеся постепенными преобразованиями биотопов; медленной литификацией морского дна [Goldring, Kazmierczak, 1974; Fürsich, 1979] или заменой мягкого илистого биотопа более жестким песчаным в условиях усиления донных течений [Bretsky P., Bretsky S., 1975]. При сукцессии рифовых сообществ активную роль в преобразовании биотопов играют сами организмы.

Так, анализ экологической сукцессии в восьми древних рифах из ордовика и силура США, из силура — девона Пакистана, из верхнего девона Бельгии и из верхнего мела Антильских островов показал присутствие четырех вертикальных зон, соответствующих стадиям формирования рифовых сообществ: стадии подготовки субстрата (скопление остатков иглокожих), стадии колонизации (поселение рифостроящих организмов), стадии диверсификации (рост разнообразия рифостроителей, возрастание сложности пищевых цепей и дифференциация по экологическим нишам), стадии доминирования (резкое усиление роста немногих таксонов) [Walker, Alberstadt, 1975].

В литературе пока не описаны сукцессии докембрийских морских донных сообществ, однако заслуживает внимания указание Б. С. Соколова [1976] на крупные размеры (до нескольких десятков сантиметров) некоторых среднекембрийских (эдиакаровых) книдарий и аннелидоморф. Не свидетельствуют ли они о климаксных состояниях сообществ в венде?

Смену водорослевых строматолитовых биогермов венда (юдомий) раннекембрийскими археоциатовыми рифами в пределах Сахайской биогеоценовой зоны (Сибирская платформа) нельзя рассматривать как сукцессию в строгом смысле [Журавлева, 1979]. Классические сукцессионные серии (гаммы, катены) образуют только сосуществующие биоценозы. Тем не менее в смене водорослевых поселений венда археоциатовыми раннего кембрия проявляется важнейший признак сукцессии: изменение одного из свойств среды (субстрата) предшествующим биоценозом в направлении, благоприятном для поселения последующего биоценоза. Такие сукцессии, в процессе которых происходит таксоногенез, В. А. Кра-

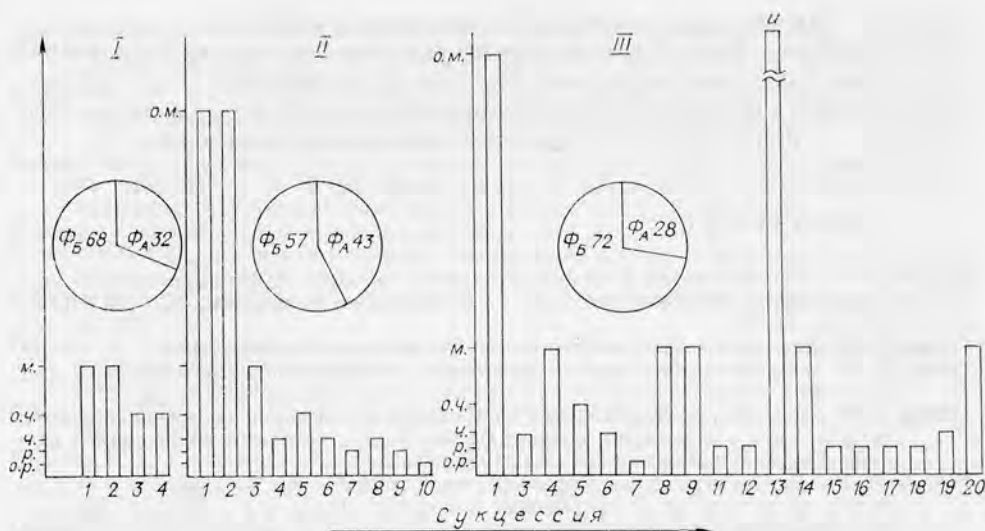


Рис. 8. Таксономическая (столбчатые графики) и трофическая (циклограммы) структура развивающихся во времени мелководных донных сообществ.

I — пионерное сообщество; выровненное, с низким таксономическим разнообразием, слабой дифференцировкой по уровням питания, отсутствием резко доминирующего звена таксонов; II — промежуточное сообщество: выровненность нарушена, возросло таксономическое разнообразие, доминируют два таксона (астарте и устрицы), возросла дифференцировка по уровням питания; III — зрелое сообщество: слабая выровненность, высокое таксономическое разнообразие, резкое доминирование одного таксона (арктикис) на V трофическом уровне, значительная дифференцировка по уровням питания. Реконструкция по ориктоценозам: Северный Таймыр, бассейны рек Ленинградская, Каменная, Надежда. Средневожжский подъярус, возможно основание верхневожжского подъяруса.

Условные обозначения: по оси абсцисс — показатель частоты встречаемости (о. р. — очень редко, р. — редко, ч. — часто, о. ч. — очень часто, м. — много, о. м. — очень много, и. — изобилие), по оси ординат — род беспозвоночного (1 — астарте, 2 — устрица, 3 — бухия, 4 — теребратулиды, 5 — плевромия, 6 — мускулус, 7 — изогномон, 8 — арктика, 9 — борейонектес, 10 — борейокситома, 11 — псевдолимеа и лимеа, 12 — агилерела, 13 — арктикис, 14 — энтолигум, 15 — моллюск, 16 — грамматон, 17, 18 — два рода ринхонеллид, 19 — лингулида, 20 — пескожил).

Φ_A — фильтраторы низкого уровня, Φ_B — высокого уровня.

силлов [1972] предложил называть мутационными палеосукцессиями в отличие от миграционных — классических [Одум, 1975; Риклефс, 1979]. В этом смысле сукцессионное состояние является перманентной особенностью эволюционирующей экосистемы Земли: каждая предыдущая биота изменяла среду обитания в направлении, благоприятном для экспансии последующей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Структурные и функциональные признаки, а также особенности пространственно-временных изменений морских донных сообществ сформировались по крайней мере к началу среднего кембрия. Фанерозойские сообщества характеризовались теми же основными признаками, что и современные: таксономической и трофической структурой, функциональными особенностями, дифференциацией по биономическим зонам, сукцессиями и, вероятно, энергетикой. Неизвестны какие-либо другие черты, характерные только для донных сообществ геологического прошлого. Фанерозойский таксоногенез способствовал росту разнообразия морских донных биоценозов (адаптивная радиация во все более усложняющиеся среды) и их сложности на стадиях климаксов (возрастание числа видов из-за роста многообразия ниш), однако таксономическая диверсификация не внесла коренных изменений в структуру донных сообществ и не повлияла на особенности их пространственно-временных из-

менений. Таксоногенез и сингенез (эволюция сообществ) — это формы эволюции биоты Земли. В самом деле, если процесс таксоногенеза рассматривать как адаптивную стратегию биоты, направленную на ослабление стрессового воздействия непрерывно изменяющейся среды, то процесс сингенеза — продолжение той же стратегии иными средствами.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсков И. С. Биохимические и микроструктурные методы в палеонтологии. — В кн.: Стратиграфия. Палеонтология. Т. 6. Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1975. с. 5—59.
- Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 126 с.
- Геккер Р. Ф. О прижизненных связях организмов геологического прошлого. — В кн.: Организм и среда в геологическом прошлом. М.: Наука, 1966, с. 14—30.
- Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, его история, осадки, фауна, флора, условия их обитания и развитие. Кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 332 с.
- Гладенков Ю. Б. Сравнительная биоэкология и трофическая зональность в стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений Камчатки. — В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969, с. 149—153.
- Глесснер М. Древнейшие бесскелетные организмы. — Природа, 1963, № 11, с. 73—78.
- Догель В. А. Зоология беспозвоночных. М.: Высшая школа, 1975. 559 с.
- Друшиц В. В., Зевина Г. Б. Новые представители усоногих раков из нижнемеловых отложений Северного Кавказа. — Палеонтол. ж., 1969, № 2, с. 73—85.
- Дубатовол В. П. Табуляты, геллолитиды и хететиды силура и девона Кузнецкого бассейна. Л.: Гостехиздат, 1959. 292 с.
- Журавлева И. Т. Сахайская органогенная полоса. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Вопросы экостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 128—154.
- Журавлева И. Т., Мешкова Н. П., Лучинина В. А., Пельман Ю. Л. Этапность в развитии органического мира в начале фанерозоя. — В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 3—24.
- Захаров В. А. Беспозвоночные, прижизненно захороненные в валажских песках Хатангской впадины. — В кн.: Организм и среда в геологическом прошлом. М.: Наука, 1966а, с. 31—54.
- Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двусторчатые моллюски севера Сибири и условия их существования. Ч. 1. (Отряд Anisomyaria). М.: Наука, 1966б. 189 с.
- Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двусторчатые моллюски севера Сибири и условия их существования. Ч. 2. (Сем. Astartidae). М.: Наука, 1970. 143 с.
- Захаров В. А. Бухиды (Bivalvia) и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1980. 400 с.
- Захаров В. А., Мессежников М. С. Волжский ярус Приполярного Урала. Новосибирск: Наука, 1974. 214 с.
- Захаров В. А., Турбина А. С. Раннеэокомские инопереаиды Северной Сибири и их роль в донных сообществах. — В кн.: Условия существования мезозойских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979, с. 23—36.
- Захаров В. А., Шурьгин Б. Н. Юрское море на севере Средней Сибири (по данным анализа сообществ двусторчатых моллюсков). — В кн.: Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979, с. 56—81.
- Захаров В. А., Юдовный Е. Г. Условия осадконакопления и существования фауны в раннемеловом море Хатангской впадины. — В кн.: Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974, с. 127—174.
- Келлер Б. М., Меннер В. В., Степанов В. А., Чумаков Н. М. Новые находки Metazoa в восточной Русской платформы. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 12, с. 130—134.
- Красилов В. А. Палеоэкология наземных растений. Владивосток: изд. Дальневосточного научного центра АН СССР, 1972. 210 с.
- Кузнецов А. П. Экология донных сообществ Мирового океана. Трофическая структура морской донной фауны. М.: Наука, 1980. 244 с.
- Марковскій Б. П. Методы биофациального анализа. М.: Недра, 1966. 271 с.
- Одум Ю. Основы экологии. М.: Мир, 1975. 740 с.
- Океанология. Биология океана. Т. 2. Биологическая продуктивность океана. М.: Наука, 1977. 399 с.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н., Кабакович Н. В. Опыты реконструкции донных сообществ в морях карбона. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, № 3, с. 150.
- Палий В. М., Пости*Э., Федонкин М. А. Мягкотелые метазои и ископаемые следы животных веда и раннего кембрия. — В кн.: Палеонтология верхнекембрий-

- ских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979, с. 49—82.
- Пельман Ю. Л.** Ранне- и среднекембрийские беззамковые брахиоподы Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 168 с.
- Решна Л. Н.** Биогеография раннего кембрия Сибири по трилобитам.— В кн.: XXIII сессия Международного геологического конгресса. Докл. сов. геол. Проблемы палеонтологии. М.: Наука, 1968, с. 46—55.
- Решна Л. Н., Жаркова Т. М.** Об условиях обитания трилобитов в раннекембрийском бассейне Сибири.— В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоэкологические проблемы. Новосибирск: Наука, 1974, с. 100—108.
- Риклефе Р.** Основы общей экологии. М.: Мир, 1979. 424 с.
- Салин Ю. С.** Количественные методы в палеоэкологии и биостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1972. 123 с.
- Соколов Б. С.** Комменсализм у фаовозитид.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1948, № 4, с. 101—110.
- Соколов Б. С.** Вендский этап в истории Земли.— В кн.: Палеонтология. Докл. сов. геологов к XXIV сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1972, с. 114—124.
- Соколов Б. С.** Metazoa докембрия и вендо-кембрийский рубеж.— Палеонтол. ж., 1976, № 4, с. 3—18.
- Соколов Б. С.** Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации.— В кн.: 250 лет АН СССР. Докл. и материалы юбил. торжеств. М., 1977, с. 423—444.
- Соловьев А. Н.** Паразит *Canceripustula nocens* у позднеюрского морского ежа.— Палеонтол. ж., 1961, № 4, с. 115—119.
- Справочник по экологии морских двусторчатых моллюсков.** М.: Наука, 1966. 349 с.
- Справочник по экологии морских брюхоногих.** М.: Наука, 1968. 169 с.
- Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия.** М.: Наука, 1969. 379 с.
- Федонкин М. А.** Палеоихнология докембрия и раннего кембрия.— В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 183—192.
- Федонкин М. А.** Ископаемые следы докембрийских Metazoa. Изв. АН СССР. Серия геол. 1980а, № 1, с. 39—46.
- Федонкин М. А.** Новые представители докембрийских кишечнополостных на севере Русской платформы.— Палеонтол. журн., 1980б, № 2, с. 7—15.
- Яковлев П. Н.** Организм и среда. М.—Л.: Наука, 1964. 148 с.
- Ager D. V.** The epifauna of a Devonian Spiriferid.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1961, v. 117.
- Ager D. V.** Principles of Paleocology. N. Y., San Francisco, Toronto, London, 1963. 371 p.
- Anderson E.** Environmental models for Paleozoic communities. — Lethaia, 1974, v. 4, N 3, p. 287—307.
- Bambach R. K.** Species richness in marine benthic habitats through the Phanerozoic.— Paleobiology, 1977, v. 3, p. 152—167.
- Bayer Th. N.** Repetitive benthonic community in the Maguoketa Formation (Ordovician) of Minnesota.— J. Paleontol., 1967, v. 41, N 2, p. 417—422.
- Bretsky P. W.** Evolution of Paleozoic benthic marine invertebrate communities.— Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1969, v. 6, N 1, p. 45—59.
- Bretsky P. W., Bretsky S. S.** Succession and repetition of Late Ordovician fossil assemblages from the Nicolet River Valley, Quebec.— Paleobiology, 1975, v. 1, N 3, p. 225—237.
- Cameron B.** Oldest carnivorous gastropod borings, found in Trentonian (Middle Ordovician) brachiopods.— J. Paleontol., 1967, v. 41, N 1, p. 147—150.
- Cloud P., Morrison K.** On microbial contaminants, micropseudofossils and the oldest records of life.— Precambrian Res., 1979, v. 9, N 1—2, p. 81—91.
- Dorning K. J.** Trends in palaeoecological assemblage dynamics.— J. Univ. Sheffield Geol. Soc., 1976, v. 7, N 1, p. 20—23.
- Dudley E. C., Vermeij G. J.** Predation in time and space: drilling in the gastropod Turritella.— Paleobiology, 1978, v. 4, N 4, p. 436—441.
- Eiesenack A.** Symbionten in fossilen Protisten.— Paläontol. Z., 1966, Bd 40, N 1—2, s. 103—107.
- Elias M. K.** Algal-bryozoan symbiosis in the Late Paleozoic of America.— In: 7 ème Congr. stratigr. et geol. carbon., Krefeld, 1971. Compte rendu. Bd. 22, 1973, p. 449—465.
- Fürsich F. Th.** Genesis, environments and ecology of Jurassic hardgrounds.— Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl., 1979, Bd 158, N 1, S. 1—63.
- Glaessner M. F., Daily B.** The geology and Late Precambrian fauna of Ediacara fossil reserve.— Res. South Austral. Mus., 1959, v. XIII, N 3.
- Glaessner M. F., Wade M.** The Late Precambrian fossils from Ediacara, South Australia.— Palaeontology, 1966, v. 9, p. 599—628.
- Goldring R., Kazmierczak J.** Ecological succession in intraformational hardground formation.— Palaeontology, 1974, v. 17, N 4, p. 949—962.
- Goodmann D.** The theory of diversity-stability relationships in ecology.— Quart. Rev. Biol., 1975 v. 50, N 3, p. 237—266.

- Hedgpeth J. W. Evolution of community structure.— In: Approaches to Paleocology. N. Y., 1964, p. 11—18.
- Holland C. H. Some conspicuous participants in Palaeozoic symbiosis.— Sci. Proc. Roy. Dublin Soc., 1971, v. 4, N 2, p. 15—26.
- Johnson J. G. The community approach to paleocology.— In: Approaches to Paleocology. N. Y., 1964, p. 107—134.
- Johnson J. G. Early Devonian brachiopod biofacies of western and arctic North America.— J. Paleontol., 1974, v. 48, N 4, p. 809—819.
- Kazmierczak J. *Tolypammima vagans* (Foraminiferida) as inhabitant of the oxfordian siliceous Sponges.— Acta palaeontol. Pol., 1973, v. 18, N 1, p. 95—115.
- Levinton J. S. Trophic group and evolution in bivalve molluscs.— Palaeontology, 1974, v. 17, N 3, p. 579—585.
- McKerrow W. S., Edit. The ecology of fossils. Duckworth, 1978. 384 p.
- Merk J. Über Austern und Serpeln als Epöken auf Ammonitenghäusen.— Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl., 1966, Bd 125, N 1—3, s. 467—479.
- Pflug H. D. Zur Fauna der Nama-Schichten in Südwest Africa.— Palaeontographica, 1972, Abt. A., Bd 139, S. 134—170.
- Palmer T. J., Hancock C. D. Symbiotic relationships between ectoprocts and gastropods, and ectoprocts and hermit crabs in the French Jurassic.— Palaeontology, 1973, v. 16, N 3, p. 563—566.
- Plusquellee Y. De quelques commensaux de Coelentérés paléozoïques.— Abh. Soc. geol. Nord. 1968, t. 88, N 4, p. 163—172.
- Schindewolf O. H. Pilze in oberjurassischen Ammoniten-Schalen.— Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl., 1963, Bd 118, N 2, s. 177—181.
- Sepkoski J. S. A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. II Early Phanerozoic taxonomic families and multiple equilibria.— Paleobiology, 1979, v. 5, N 3, p. 222—251.
- Simpson G. G. The first three billion years of community evolution.— Brookhaven Symp. Biol., 1969, N 22, p. 162—176.
- Tutus R., Cameron B. Fossil communities of the Lower Trenton Group (Middle Ordovician) of central and northwestern New York State.— J. Paleontol., 1976, v. 50, N 6, p. 1209—1225.
- Walker K. K., Alberstadt K. P. Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities.— Palaeobiology, 1975, v. 1, N 3, p. 238—257.
- Walker K. K., Bambach R. K. Feeding by benthic invertebrates: classification and terminology for palaeoecological analysis.— Lethaia, 1974, v. 7, p. 67—78.
- Watkins R. Bivalve ecology in a silurian shelf environment.— Lethaia, 1978, v. 11, N 1, p. 41—56.
- Wetzel W. Schalen-Parasitismus bei Ammoniten (auf grund Schleswig-Holsteinischer Funde).— Meyniana, 1964, Bd 14, S. 66—69.
- Wright R. P. Jurassic bivalves from Wyoming and South Dakota: a study of feeding relationships.— J. Paleontol., 1974, v. 48, N 3, p. 425—433.

Ю. И. ТЕСАКОВ

РАЗВИТИЕ ЭКОСИСТЕМ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМЕННЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ

Экосистемный анализ позволяет во всей широте представить абиотические и биотические компоненты среды с их связями и структурными соотношениями. Интерес к изучению современных и древних экосистем с каждым годом все более возрастает. Связано это с тем, что экосистемные исследования важны не только для познания истории биосферы, но и для понимания процессов осадконакопления и развития органического мира в каждом седиментационном бассейне.

В ближайшем будущем экосистемный анализ может стать основой «бассейновой» стратиграфии, поскольку при своем развитии каждая экосистема оставляет свой сукцессионный «след» в виде осадков и захороненных в них органических остатков, что позволяет конкретизировать критерии выделения местных стратиграфических подразделений. Отсюда вытекает одна из основных задач экосистемного анализа для целей стратиграфии — установление экосистем разного ранга с их ареалами развития и межэкосистемными связями и, прежде всего, установление элементар-

ных единиц экосистем — биогеоценозов с их абиотическими и биотическими компонентами. Это, в свою очередь, будет иметь большое практическое значение для выяснения условий формирования осадочных полезных ископаемых и их прогнозирования.

В настоящее время достигнуты большие успехи в изучении современных экосистем, особенно связанных с ноосферой; разработаны многие программы и методики биогеоценологических исследований [Программа и методика..., 1974; Программа исследований..., 1977; Общие методы..., 1979], основанные на общих положениях учения о биосфере В. И. Вернадского [1967] и о биогеоценозах В. Н. Сукачева [1972]. Достаточное количество материалов имеется для экосистемного анализа и по мезозойским и кайнозойским седиментационным бассейнам. Вместе с тем для палеозойских экосистемные исследования только начинаются, что связано с трудностью восстановления все более древних экосистем, а также со спецификой осадконакопления, фаунистических и флористических групп органического мира. Следует также подчеркнуть, что трудность восстановления древних экосистем вызвана неполнотой латеральных наблюдений, что затрудняет их изучение по сравнению с современным состоянием экосистем в ныне существующих бассейнах, в которых запечатлен практически только один геологический миг развивающегося биогеома*, в пределах которого по всей его площади достоверно могут быть откартированы более мелкие его единицы и, в частности, биогеоценозы.

Нами совместно с Н. Н. Предтеченским принята специальная методика для исследования древних экосистем, которая заключается в следующем.

Сначала проводится детальное изучение опорных разрезов, в которых кроме стандартного послойного описания отложений фиксируются полная последовательность литогенетических типов отложений разного ранга [Предтеченский, 1980], тафоценозы, определяются временные границы распространения популяций, фиксируется по пятибалльной системе количество бионтов каждой популяции или группы популяций, устанавливается вид доминант и определяется соотношение видов доминантов на основании их взаимоперекрытий (биостом), после чего фиксируются границы биоценозов и биогеоценозов. Дальнейшее изучение биогеоценозов выполняется обычными методами по схеме — состав, структура, связи. Такой подход позволяет на основе ископаемого материала создать общее представление об элементарной единице экосистем и вести исследования на популяционном, биоценотическом и биогеоценотическом уровнях. Подобные детальные исследования пока возможны на небольших площадях, где можно проследить взаимопереходы биогеоценозов по латерали. Полный же латеральный ряд биогеоценозов в бассейне может быть восстановлен только на основе эмпирических данных, накопленных в результате анализа конкретных наборов биогеоценозов в возрастных рядах.

Следующая стадия изучения экосистем седиментационного бассейна — установление группировок биогеоценозов в пределах биогеома — катен. Латеральный набор биогеоценозов в бассейне связан только с изменением экологического состава биогеоценозов; возрастной же ряд, помимо изменения экологического состава, включает в себя еще и эволюционную смену биогеоценозов. Таким образом, на основании группировок биогеоценозов по экологическим признакам (каким-либо абиотическим или биотическим эдификаторам) выделяются катены. На основании эволюционных группировок возрастной ряд биогеоценозов может иметь свое членение. Например, если в латеральном ряду выделяется коралловая

* Обсуждение понятия «экосистема» и терминов иерархии экосистем в пределах седиментационных бассейнов было проведено ранее [Тесаков, 1978], поэтому здесь и далее исторические справки и обсуждение этих терминов не приводятся.

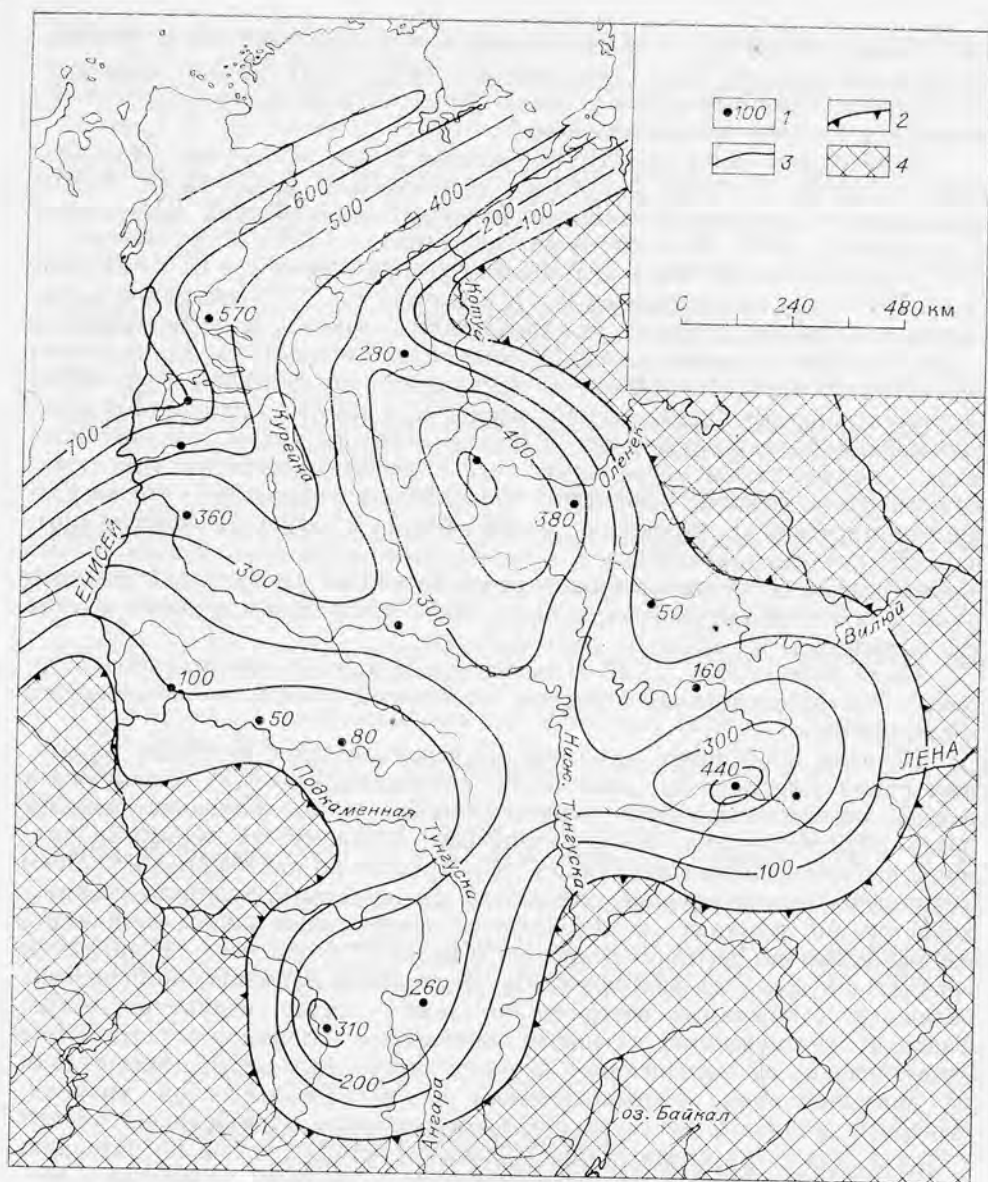


Рис. 1. Границы Среднесибирского силурийского платформенного седиментационного бассейна и мощности силурийских отложений.
 1 — точки с полной мощностью силурийских отложений; 2 — границы бассейна; 3 — изопахиты мощностей; 4 — суша.

катена, то в возрастном ряду биогеоценозов она может члениться по эволюционной смене наборов коралловых биогеоценозов.

Высказанные положения можно иллюстрировать на примере Среднесибирского седиментационного силурийского бассейна, который изучается коллективом сотрудников ИГиГ СО АН СССР, ВСЕГЕИ, СНИИГГиМСа.

Бассейн этот имел полузамкнутые очертания. Он открывался в сторону океана только с северо-западной стороны. В разных частях бассейна тектонический режим и морфология дна были различными, о чем позволяет судить анализ мощностей (рис. 1). В зависимости от конфигурации,

тектонического развития, морфологии дна, водного режима и источников питания в областях сноса в бассейне развивалась практически вся гамма осадков от мелкозернистых терригенных относительно глубоководных бассейновых, через карбонатные и сульфатные, к прибрежным крупнозернистым терригенным осадкам.

Фауна и флора этого бассейна также представлена всей экологической гаммой от нормально-морской относительно глубоководной через нормально-морскую относительно мелководную и барьерно-рифтовую к фауне и флоре осолоненных внутренних зон, в которых временами наблюдалось распреснение. В силурийский период седиментационный бассейн Сибирской платформы претерпел полную перестройку от открытого нормально-морского с большой плотностью населения до практически замкнутого эвапоритового с повышенной соленостью, лишённого макроскопического органического мира. Зарождение Среднесибирского силурийского седиментационного бассейна произошло в середине раннего лландовери. С конца ордовикского периода до этого времени оно было связано с дифференцированной перестройкой прежнего бассейна. Эта перестройка представляется следующим образом. Южные районы бассейна (Иркутский амфитеатр и отчасти Нюйско-Джербинская впадина) в конце ордовикского периода практически полностью изолировались от основной части бассейна, но унаследованные ордовикские прогибы продолжали существовать с накоплением в них в раннем лландовери достаточно мощных грубозернистых терригенных толщ, аналогичных верхнеордовикским. В средней зоне бассейна (реки Моркока, Чуя), в зоне южного пережима бассейна происходило неравномерное воздымание территории с размывом ордовикских отложений и формированием на некоторых участках конгломератов из местных пород мощностью до 3 м. В краевых юго-западной и северо-восточной частях бассейна также отмечаются поднятия с размывом ордовикских отложений и со следами образования коры выветривания (р. Мойеро) либо следами местного перемыва (нижнее течение Подкаменной Тунгуски). Во всей центральной зоне бассейна, как представляется, произошло резкое общее подводное поднятие, в результате чего с него, благодаря мощному оттоку вод из бассейна через северный пролив (пережим между Туруханским выступом и Анабарским массивом), произошел подводный смыв большей части верхнеордовикских осадков, а в конце раннего лландовери, без каких-либо следов выветривания и изменения гранулометрического состава, начали отлагаться относительно глубоководные граптолитовые аргиллиты, подобные позднеордовикским.

Высказанные положения позволяют рассматривать развитие Среднесибирского силурийского эпиконтинентального платформенного бассейна в рамках одной крупной экосистемы, а именно биогеома, существовавшего с середины раннего лландовери до середины раннего девона. В пределах указанного биогеома развивалось огромное количество биогеоценозов. Достаточно сказать, что только на одном участке за время существования биогеома их количество достигло многих сотен. Если же учесть громадную площадь Среднесибирского бассейна, то общее количество биогеоценозов в биогеоме исчислялось, по-видимому, многими тысячами.

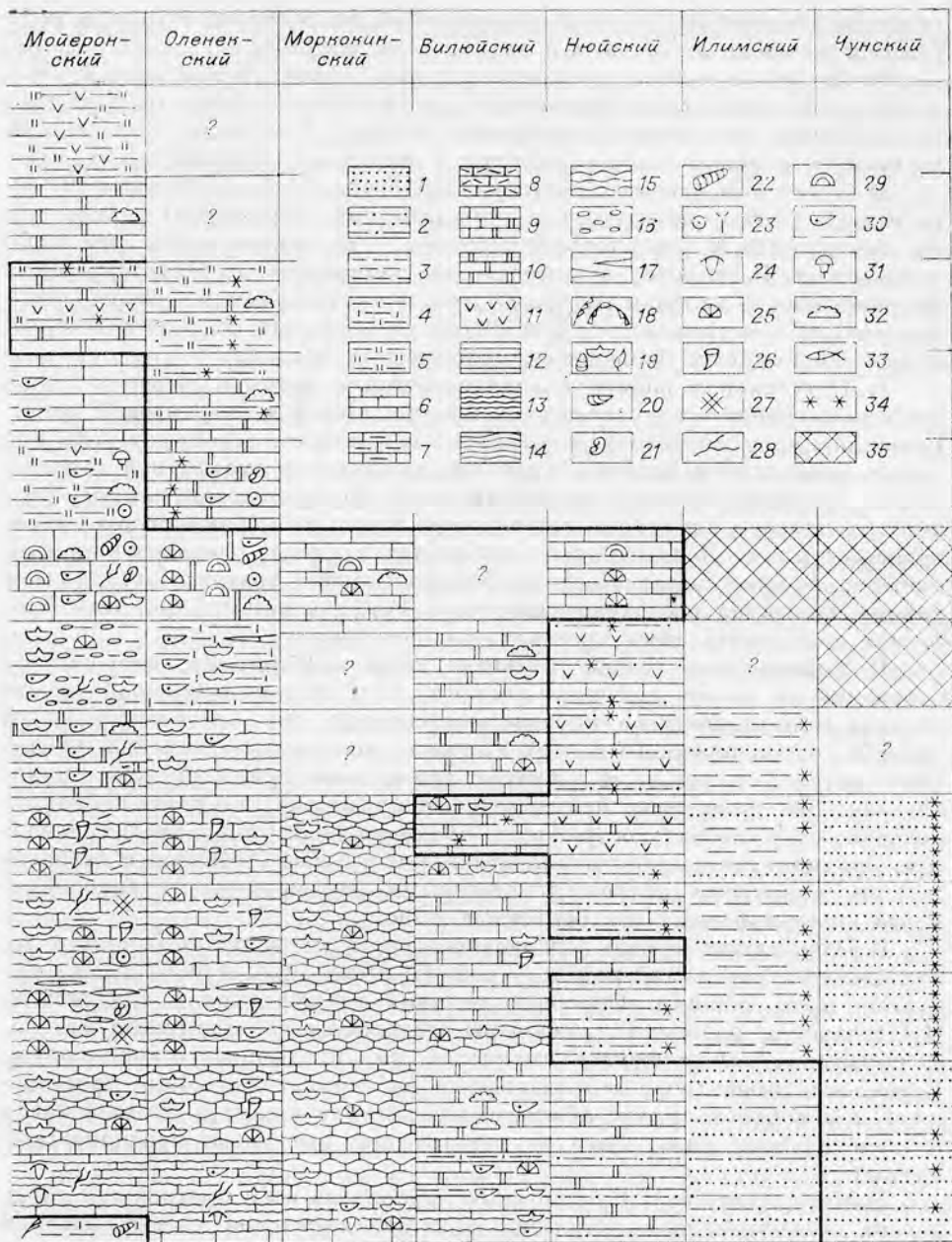
Возрастные ряды биогеоценозов, при принятой методике изучения опорных разрезов, устанавливаются на достоверном фактическом материале, собранном без каких-либо пропусков в наблюдениях. На рис. 2 схематически показаны группировки биогеоценозов в катены в каждом районе силурийского платформенного бассейна. Эта схема в значительной степени соответствует схеме фациальных комплексов [Предтеченский, Тесаков, 1979], но выделенные здесь подразделения (катены) основаны на группировках (или рядах) биогеоценозов. Эдификаторами при выделении катен приняты наборы осадков (грунтов) и биоценозов, представлен-

Век	Район		Норильский	Игарский	Курейский	Турухайский	Туринский
	Время						
Лохювский	Хребтовское						
	Мукданзское						
Прожим-Фольский	Холюханское						
Лудловский	Тунальское	Позднее					
		Раннее					
Венлокский	Хакомское						
П л а н д о в е р и й с к и й	Азидьинское	Позднее					
		Раннее					
	Хастырьское	Позднее					
		Среднее					
		Раннее					
	Могеролинское	Позднее					
Раннее							

Рис. 2. Возрастные ряды катен (наборов биогеоценозов) в силурийском

Осадки по вещественному составу: 1 — песчаные; 2 — алевролитовые; 3 — аргиллитовые; 4 — рифово-известковые; 9 — доломитово-известковые; 10 — доломитовые; 11 — гипсоносные. Структурная слоистость; 15 — комковатость; 16 — желваки; 17 — линзы. Доминирующие организмы наutilusoiden; 23 — криноиден; 24 — трилобиты; 25 — табуляты; 26 — рогозы; 27 — мшанки; зующие строматолиты; 33 — рыбы. 34 — краснокораллы. 35 — суша (отсутствие)

ных разными группами органического мира на уровне высоких таксонов (в основном классов). Осадки показаны по всему полю катены; биоценозы — дифференцированно. В правой части прямоугольника, в котором дана характеристика катены, показаны знаками доминирующие биоценозы и их количество по отношению к другим биоценозам. В среднем вертикальном ряду прямоугольника приводятся субдоминанты и их количе-



Среднесибирском биогеоме (по стратиграфическим районам).

мергельные; 5 — доломитово-мергельные; 6 — известковые; 7 — глинисто-известковые; 8 — детурные особенности осадков; 12 — горизонтальная слоистость; 13 — бугристое наслоение; 14 — в биоценозах; 18 — граптолиты; 19 — брахиоподы; 20 — пелециподы; 21 — гастроподы; 22 — 28 — изоэды; 29 — строматопораты; 30 — остраоды; 31 — эвриптериды; 32 — водоросли (образующие осадков). Жирной линией выделены катены внутренней части бассейна.

ственное соотношение по отношению к доминантам и другим биоценозам. Таким образом, на схеме четко вырисовываются катены, выделенные по наборам доминантных и субдоминантных биоценозов.

В Норильском районе в силуре выделяется десять катен: граптолитовая; брахиоподовая; вновь граптолитовая; остракодово-трилобитовая; брахиоподово-остракодовая; брахиоподовая; строматопоратовая; остра-

кодовая; доломитовых осадков с единичными биоценозами остракод, гастропод и илоедов; мергельных и доломитовых осадков.

В Игарском районе выявляются девять катен: граптолитовая; брахиоподовая; табулятовая; ругозовая; брахиоподовая; вновь табулятовая; водорослевая; известково-доломитовых осадков с редкими биоценозами водорослей и единичными — табулят и остракод; доломитовых осадков.

В Курейском районе в среднем лландовери развивается также граптолитовая катена, которая сменяется (поздний лландовери) в основном брахиоподовыми и коралловыми катенами, в настоящее время еще слабо изученными. В венлоке здесь полностью доминируют строматопоратовые биогеоценозы. В позднем силуре выделяется четыре катены: остракодово-водорослевая; остракодовая; известково-доломитовых осадков с пестрым набором единичных биоценозов; доломитовых осадков.

В Туруханском районе в лландоверийское время намечается та же последовательность граптолитовой, брахиоподовой и табулятовой катен. В венлоке существовала строматопоратовая катена, а в верхнем силуре катены мергельно-доломитовых грунтов замыкаются сульфатной катеной.

В Туринском районе граптолитовая и брахиоподовая катены среднего лландовери сменяются смешанными кораллово-брахиоподово-остракодовыми катенами позднего лландовери и венлока, развитыми на глинисто-карбонатных илах. Последовательность катен позднего силура этого района идентична последовательности в Туруханском районе, хотя биогеоценная компонента здесь представлена более выразительно.

В Мойеронском районе развитие катен наиболее разнообразно по сравнению со всеми районами бассейна. Это связано с быстрой сменой осадков и органического мира в центральной зоне компенсированного прогиба, расположенного в центре нормально-морского бассейна. Общее число катен в силуре здесь достигает тринадцати: граптолитовая; трилобитовая; брахиоподовая; брахиоподово-табулятовая; табулятово-брахиоподовая; табулятовая; остракодово-брахиоподовая; илоедово-остракодовая; брахиоподовая; строматопоратовая; мергельных грунтов с остракодовыми и другими редкими смешанными биоценозами; остракодовая; мергельно-сульфатных пестроцветных илов.

В Оленекском районе последовательность катен очень близка к их последовательности Мойеронского района; кроме того, многие из них являются здесь общими. Основные отличия заключаются в следующем. В Оленекском районе в лландовери отсутствует граптолитовая катена, а кораллово-брахиоподовая сменяется на брахиоподово-коралловую. В венлоке доминируют табулятовые, а не строматопоратовые биогеоценозы, а в верхнем силуре абиотический элемент играет в биогеоценозах незначительную роль, зато на первый план выступают красноцветные грунты.

В Моркокинском и Кузьмовском районах на всем протяжении лландовери существовала практически одна брахиоподовая катена, которая в венлоке сменилась на строматопоратово-табулятовую.

Для Вилюйского района характерно чередование биогеоценозов доломитовых и известковых илов, на которых спорадически формировались остракодовые, водорослевые, брахиоподовые, табулятовые и ругозовые биоценозы.

В Нюйско-Берёзовском, Илимском и Чунском районах биотический элемент биогеоценозов незначителен и разобщен. Это связано в основном с засолением юго-восточной части водоема. Здесь осаждались главным образом красноцветные терригенные и гипсоносно-доломитовые осадки.

Латеральные ряды и группировки биогеоценозов в седиментационных бассейнах платформ в настоящее время могут быть восстановлены только частично. Для установления их распределения по площади, как правило, не хватает фактического материала. Поэтому эти группировки выявляют-

ся в основном эмпирически при разворотах на латераль возрастных рядов биогеоценозов разных участков.

Для иллюстрации латеральных рядов катен Среднесибирского платформенного силурийского бассейна по одному профилю — с северо-запада на юго-восток — выбрано девять временных уровней, которые в общем дают полное представление о всей гамме катен этого бассейна (рис. 3). Экосистемное районирование может быть проведено только по временным срезам, включающим в каждом районе во времени не более чем одну катену. Иначе происходит наложение разных экосистем друг на друга и истинная картина латерального ряда экосистем полностью теряется. Для иллюстрации экосистемного районирования здесь выбрано три латеральных среза — раннее мойероканское время (начало среднего лландовери, рис. 4), раннее хакомское (ранний венлок, рис. 5), позднее холюханское время (поздний пржидол, рис. 6).

В конце раннемойероканского времени по всей площади бассейна намечается развитие восьми катен: граптолитовой, трилобитово-остракодовой, кораллово-брахиоподовой, брахиоподово-остракодовой, алевролитовых и доломитовых илов, песчано-алевролитово-доломитовых илов и песчаных илов (см. рис. 3, I; рис. 4). Этот последовательный ряд прослеживается зонально практически по всему бассейну, хотя последние четыре катены развиты только в юго-восточной части бассейна.

Граптолитовая катена занимала огромную северо-западную площадь бассейна и характеризовалась глинистыми грунтами с пятнами карбонатных илов. Если брать объем биогеоценоза на всю толщу водного бассейна, то определяющими биокатену здесь являются планктонные граптолитовые биоценозы. Донные биоценозы представлены единичными поселениями брахиопод, пелеципод и очень редко табулят. Трилобито-остракодовая катена связана с развитием карбонатных пелитоморфных илов, на которых расселились трилобитовые и остракодовые биоценозы с малой плотностью населения. На некоторых участках здесь также имелись брахиоподовые биоценозы, а весь поддонный биогеогоризонт был заселен илоедами. Кораллово-брахиоподовая катена характеризуется наличием карбонатно-глинистых сгустковых илов и перемежаемостью табулятовых, ругозовых и брахиоподовых биоценозов. Поддонный биогеогоризонт был также заселен илоедами. Остракодово-брахиоподовая катена была связана с островным развитием доломитовых и известковых илов, на которых также пятнами были развиты малочисленные остракодовые и реже брахиоподовые биоценозы. Все остальные катены с песчаными и алевролитовыми грунтами характеризуются в основном абиогенными компонентами среды. Биогенная часть биогеоценозов здесь представлена только единичными островными брахиоподовыми и отчасти коралловыми биоценозами.

В конце раннехаастырского времени развитие биогеоценозов существенно изменилось (см. рис. 3, II). В северо-западной части бассейна уже четко выделяются водные (планктонный и нектонный) и донные биогеогоризонты. Планктонный представлен граптолитами, а донный с перемежаемостью мергельных, известковых и сгустково-известковых илов брахиоподовыми биоценозами с редким развитием среди них пелециподовых, коралловых и криноидных биоценозов. На больших площадях Мойеронского и Яральинского районов развивается новая катена с известково-детритовыми илами и в основном табулятовыми биоценозами, среди которых имеется много ругозовых, брахиоподовых и реже остракодовых, мшанковых и гастроподовых биоценозов. В Моркокинском и Кузьмовском районах, вблизи береговых выступов, сохраняется также смешанная катена с известково-сгустковыми илами и пестрыми коралловыми, брахиоподовыми и остракодовыми биоценозами. В южных зонах бассейна большой элемент составляют красноцветные илы. Биогенный элемент здесь практически отсутствует.

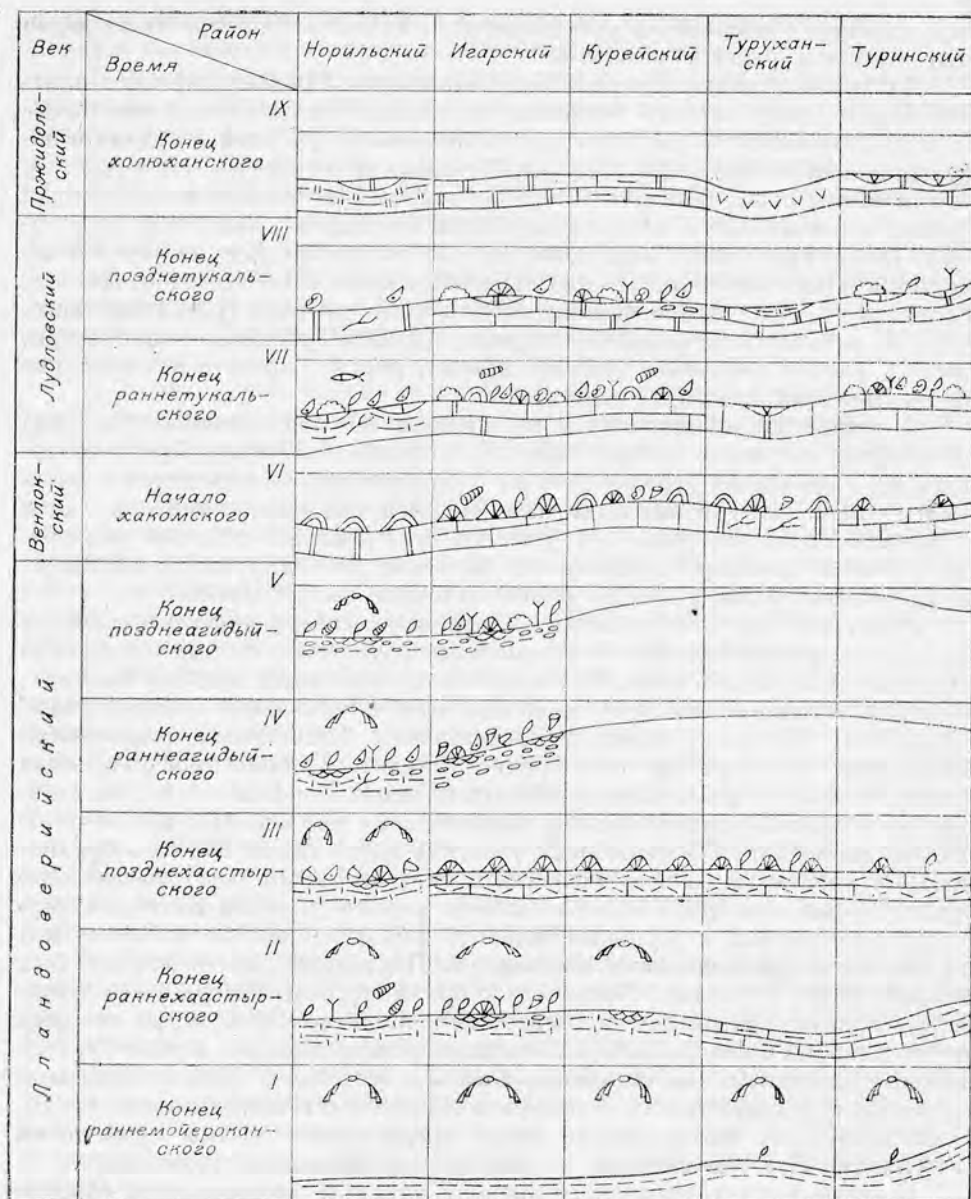


Рис. 3. Латеральные ряды катеп (наборов биогеоценозов) в силурийском Средне

В конце позднехаастырского времени донные биоценозы приобретают очень широкое развитие по площади бассейна. Это связано в основном с широким (примерно две трети бассейна) распространением благоприятных для развития донных биоценозов известково-детритовых грунтов и небольшой глубиной бассейна. Вся центральная часть бассейна занята табулятовыми или ругозово-табулятовыми биоценозами и только на самом северо-западе имеет место смешанная остракодово-табулятово-трилобитовая катена с развитием мергельных илов. В прибрежных юго-западной и северо-восточной частях бассейна обстановка остается в общем прежней, за исключением некоторого смещения катен на юго-восток.

В раннеагидийское время набор катен резко меняется по всему бассейну (см. рис. 3, IV). В конце этого времени на глинисто-карбонатных



сибирском биогеоме (по стратиграфическим районам). Усл. обозн. см. на рис. 2.

грунтах разной структуры в Норильском районе развивается брахиоподно-остракодовая биокатена, а в Игарском районе — табулятово-ругозовая с включением в нее трилобитовых, остракодовых и брахиоподовых биоценозов. В Мойеронском и Яральинском районах на доломитовых и известковых грунтах по всей площади распространена остракодово-брахиоподовая биокатена, включающая редкие табулятовые и водорослевые биоценозы. Непский и Моркокинский выступы претерпели в это время поднятия, значительно сблизились и отшнуровали южную часть бассейна, создав условия для формирования гипсоносных осадков.

В конце позднеагидийского времени бассейн на юге начинает сокращаться, остальной его план остается прежним (см. рис. 3, V). В открытой части бассейна почти повсеместно распространены глинистые, известково-

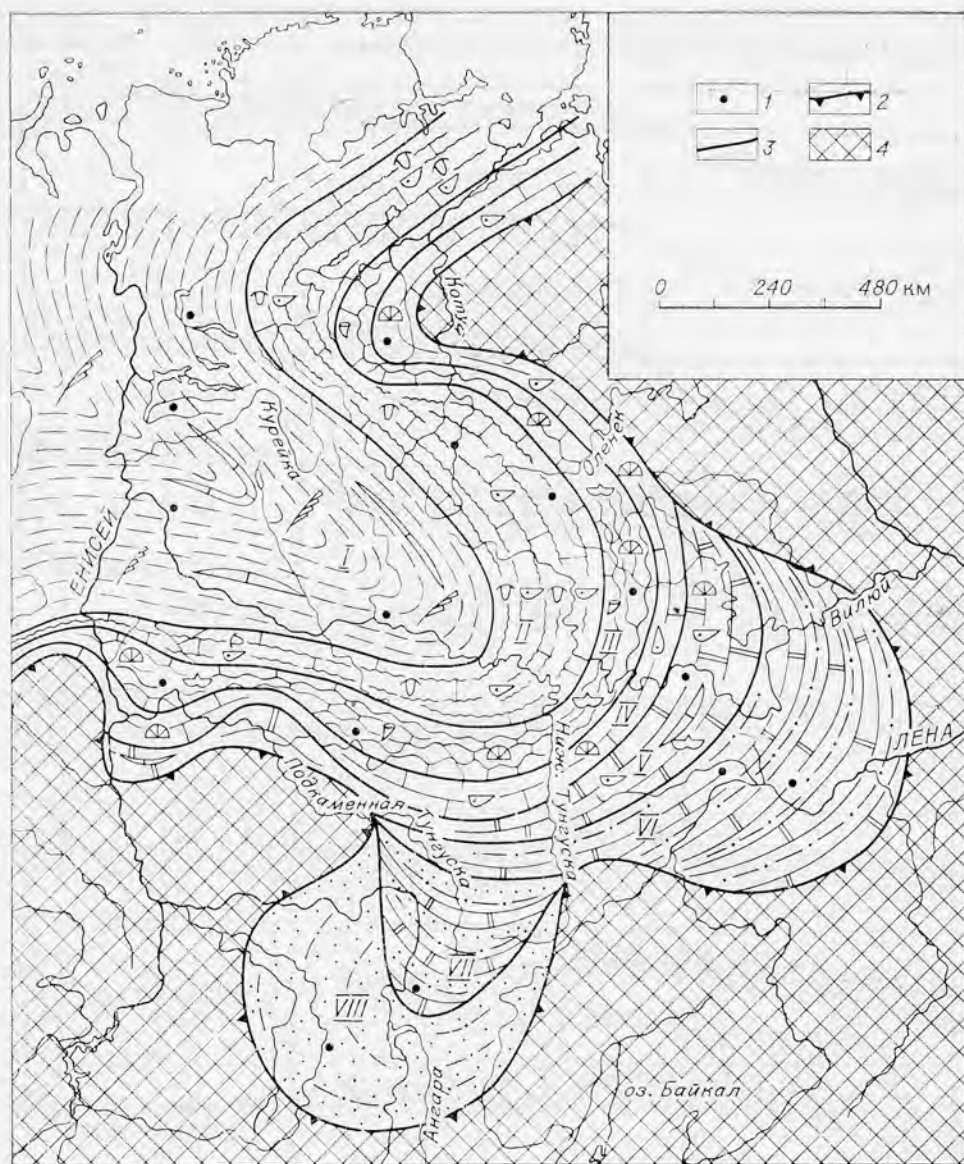


Рис. 4. Схема распространения катен (наборов биогеоценозов) в раннемиоценовое время (средний лляндверии) в Среднесибирском эпиконтинентальном бассейне.

1 — точки наблюдений; 2 — граница бассейна; 3 — границы катен; 4 — суша. Катены: I — граптолитовая, II — остракодово-трилобитовая, III — брахиоподово-коралловая, IV — остракодово-табулятовая, V — остракодово-брахиоподово-табулятовая, VI — алевролитовых и доломитовых илов, VII — доломитово-алевролитово-песчаных илов, VIII — алевролитово-песчаных осадков.

глинистые осадки в основном ступчатой структуры. На северо-западе распространена брахиоподовая катена с включением в ее южной части криноидных, коралловых, остракодовых и водорослевых биоценозов. В Мойеронском районе развивается кораллово-брахиоподовая катена, а южнее в Моркокинском — брахиоподово-остракодовая. В отпнурованной юго-восточной части бассейна, непосредственно после подводного перегиба, накапливаются доломитовые илы; встречаются единичные табулятовые, брахиоподовые и в основном водорослевые биоценозы. В результате общего обмеления бассейна в некоторых его краевых частях происходит местный размыв агидийских осадков.

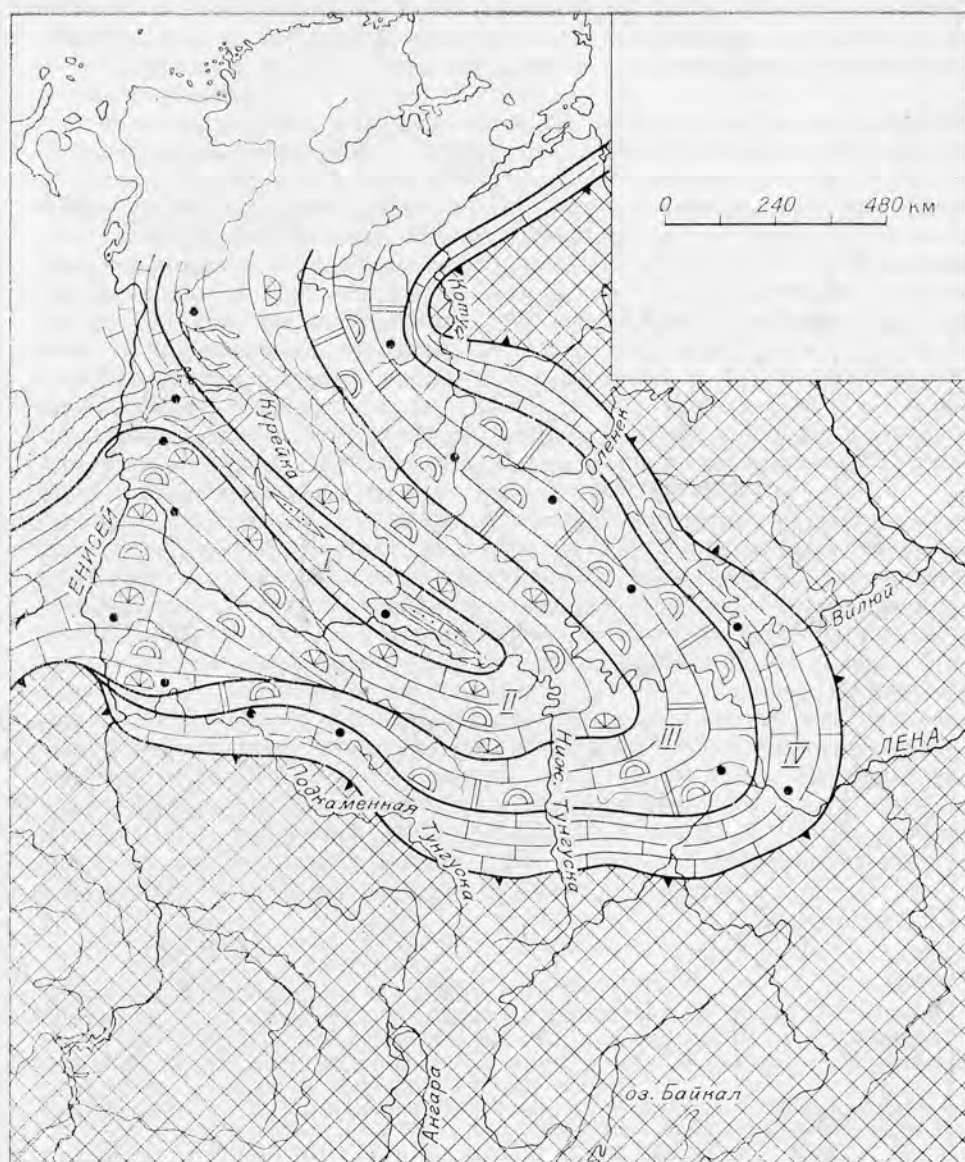


Рис. 5. Схема распространения катен (наборов биогеоценозов) в раннехакомское время (ранний венлок) в Среднесибирском эпиконтинентальном бассейне.

Катены: I — детритово-известняковых осадков. II — строматопорово-табулятовая, III — строматопоратовая, IV — известняковых осадков. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

В начале хакомского времени происходит отсечение южной (Иркутской) зоны, а вся остальная часть бассейна нивелируется (см. рис. 3, VI; рис. 5). В центральной зоне бассейна идет накопление известняковых осадков и развитие редких табулятовых биоценозов. В остальной части бассейна среди строматопоратовых биоценозов, развитых как на доломитовых, так и на известняковых илах, встречаются табулятовые и водорослевые биоценозы. В окнах между ними наблюдаются ругозовые, криноидные, гастроподовые и брахиоподовые биоценозы. Краевая часть бассейна была, по-видимому, сложена тонкослойными карбонатными илами, на которых наблюдались единичные поселения бионтов.

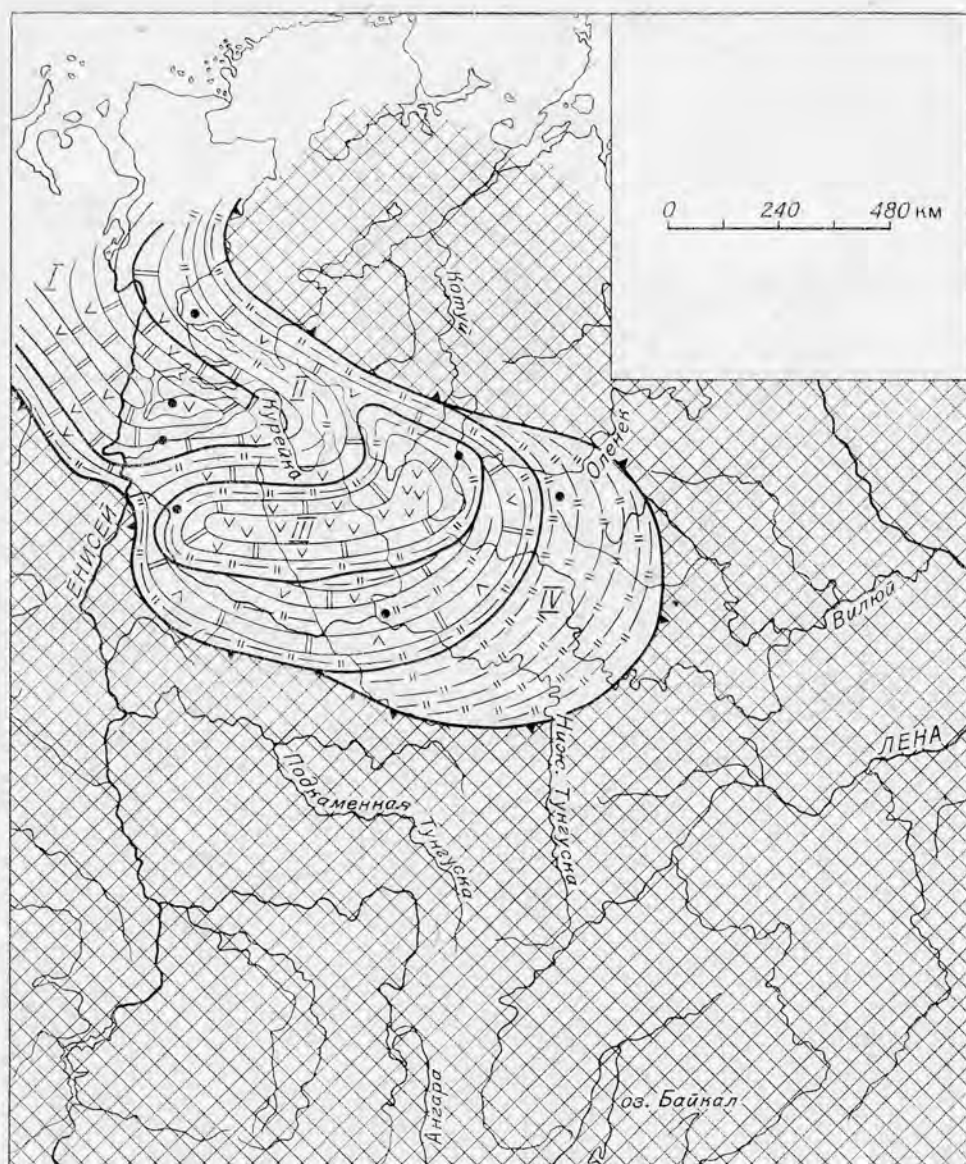


Рис. 6. Схема распространения катен (наборов биогеоценозов) в позднехолюханское время (пржигодольский век) в Среднесибирском эпиконтинентальном бассейне.

Катены: I — доломитовых осадков, II — мергельно-доломитовых осадков, III — доломитово-мергельных гипсоносных осадков, IV — мергельных осадков. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

В начале тукальского времени происходит резкое сокращение бассейна и его изоляция от открытого моря, в результате чего устанавливается режим с повышенной соленостью (см. рис. 3, VII). В Игарском районе развивается брахиоподово-водорослевая катена с включением единичных табулятовых, строматопоратовых, остракодовых и гастроподовых биоценозов. В Норильском и Курейском районах доминируют остракодовые биоценозы, кроме которых редко встречаются водорослевые, брахиоподовые, криноидные, табулятовые, гастроподовые и строматопоратовые. В этих районах распространены в основном известковые осадки. На остальной части бассейна идет накопление доломитовых, часто загипсован-

ных осадков. Биоценозы здесь встречаются спорадически, в основном остракодовые и единичные водорослевые, криноидные, эвристерусовые, а в Туринском районе также табулятовые, криноидные, гастроподовые и брахиоподовые.

В конце позднепермского времени практически по всему бассейну развиты доломитовые илы и только участками известковые (Мойеронский и Игарский районы) (см. рис. 3, VIII). Биоценозы редкие и очень пестрые. Только в Мойеронском районе остракодовые биоценозы заселяли практически всю площадь биотопа. В Норильском районе развивались единичные гастроподовые и остракодовые биоценозы; в Игарском — водорослевые, остракодовые и табулятовые; в Курейском — водорослевые, брахиоподовые, табулятовые, остракодовые, гастроподовые и криноидные; в Туринском — водорослевые, остракодовые и гастроподовые.

Холоханское время является климатическим в части биологической составляющей биогеома (см. рис. 3, IX; рис. 6). В это время пока не установлено ни одного макрофаунистического биоценоза. В состав грунтов входят в основном доломитовые илы, часто заглипсованные, а в Туруханском и Мойеронском районах — гипсоносные осадки.

Предварительное обобщение по экосистемам среднего ранга показывает, что в пределах Среднесибирского силурийского биогеома может быть выделено не менее шестидесяти катен. Во всех катенах биологическая составляющая выявляется наиболее полно в надпойменных биогеогеогоризонтах. В поддонном, нектонном и планктонном биогеогеогоризонтах биологические подразделения (сообщества разного ранга) восстановлены еще не четко. Кроме того, при анализе не использованы такие группы органического мира, как хитинозы, конодонты и акритархи, положение которых в морских биогеоценологических цепях и их отношение к макроскопическим группам органического мира по биомассе пока еще не ясно. Все выделяемые подразделения требуют уточнения и полного анализа состава компонентов среды с их связями и структурными соотношениями. В этом мы видим основную задачу наших комплексных литолого-палеонтологических исследований по изучению истории древних экосистем.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В. И. Биосфера. М.: Мысль, 1967. 376 с.
Общие методы изучения истории современных экосистем. М.: Наука, 1979. 279 с.
Программа и методика биогеоценологических исследований. М.: Наука, 1974. 404 с.
Программа исследований по исторической экологии в СССР в связи с проблемами биосферы. — Экология, 1977, № 4, с. 104—112.
Предтеченский Н. Н. Литогенетическая типизация силурийских отложений Сибирской и Русской платформ. — В кн.: Силур Сибирской платформы. Опорные разрезы северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1980, с. 150—162.
Предтеченский Н. Н., Тесаков Ю. И. Закономерности осадконакопления и типизация фациальных комплексов силура Сибирской платформы. — В кн.: Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения. Новосибирск: Наука, 1979, с. 28—43.
Сукачев В. Н. Избранные труды. Т. 1. Л.: Наука, 1972. 418 с.
Тесаков Ю. И. Табуляты. Популяционный, биоценотический и биостратиграфический анализ. М.: Наука, 1978. 262 с.

С. А. АРХИПОВ

ОЛЕДЕНЕНИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ КЛИМАТА И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЯ СИБИРИ

Развитие ледниковой теории в Сибири, как и стратиграфии четвертичных отложений, тесно связано с изучением эволюции палеоклиматов плейстоцена.

Еще сравнительно недавно на севере Азиатского континента находили следы только двух оледенений — в позднем и среднем плейстоцене. Некоторые исследователи полагали, что в начале плейстоцена, в так называемое досамаровское (дорисское) время, климат был неледниковый и достаточно теплый. Существовало мнение о большой устойчивости (неизменности) сибирского климата и растительности в течение всего четвертичного периода.

В последние годы бесспорно доказаны неоднократные резкие климатические колебания, установлены следы трех главных, «великих» оледенений, относящихся к позднему, среднему и раннему плейстоцену. По альпийской шкале они, очевидно, соответствуют «большому» вюрму, риссу и минделю. Кроме того, в некоторых районах Забайкалья, Северо-Востока СССР и Алтая некоторыми исследователями отмечаются ледниковые образования предположительно гюнцского возраста. В Западной Сибири описаны лессы и лессовидные породы, попадающие в инверсионную палеомагнитную эпоху Матуяма и поэтому имеющие, вероятно, гюнцкий и, может быть, даже дунайский возраст. Кроме того, с позднекочковским временем, которое можно сопоставить с гюнцем альпийской шкалы, связывается первое появление в южных районах Западно-Сибирской равнины растительности перигляциального типа [Архинов, 1971а; Волков, Зыкина, 1977; Волкова, 1971, 1979].

В настоящее время ледниковая стратиграфия наиболее подробно разработана для Западно-Сибирской равнины. В общей стратиграфической последовательности выделяются шайтанский (миндель), самаровский и тазовский (рисс-I и рисс-II), ниже- и верхнезырянские (или ермаковский и сартанский) ледниковые горизонты. Последние соответствуют раннему и позднему вюрму. Вполне реальным представляется выделение ранне- и позднешайтанских фаз раннеплейстоценового оледенения, которые будут соответствовать, вероятно, раннему и позднему минделю [Троцкий, 1979]. На севере равнины морены переслаиваются с морскими отложениями, которые относятся к казанцевскому (рисс-вюрмскому) и тобольскому (миндель-рисс) межледниковьям, а также ширтинскому и каргинскому (среднезырянскому) интерстадиалам внутри рисской и вюрмской ледниковых «эпох».

Казанцевские морские отложения с арктобореальным и бореальным комплексами фораминифер прослежены сейчас по всему северу Сибири и европейской части Союза. Согласно исследованиям В. И. Гудиной [1969, 1976], казанцевский комплекс фораминифер весьма сходен с таковым из эемских слоев Западной Европы. Поэтому рисс-вюрмский возраст казанцевского горизонта представляется достаточно надежно установленным.

Тобольский (миндель-рисский) межледниковый горизонт в морских фациях представлен обскими слоями с одноименным арктобореальным комплексом фораминифер. Возраст этих морских слоев устанавливается не только по их положению в геологическом разрезе между самаровской и шайтанской моренами, но и путем сравнения обского комплекса с ассоциациями фораминифер из отложений амстеля Нидерландов, а также из плейстоцена Англии, Аляски и других районов.

В последние годы уточнена стратиграфическая позиция салеамальского (или санчуговского), а также каргинского морских горизонтов. Морские салеамальские слои заняли положение между самаровской и тазовской ледниковыми толщами, внутри ширтинского (интеррисского) межстадиала. Каргинские морские осадки, впервые выделенные В. Н. Саксом [1953], но существование которых оспаривалось, установлены сейчас под именем харсоимских в низах каргинского (среднезырянского) интерстадиала. Они уже датированы по радиоуглероду, но пока лишь в широком диапазоне от 36—38 до 45 тыс. лет [Архинов и др., 1977].

Стратиграфическим аналогом морских слоев являются аллювиальные и отчасти озерные осадки, распространенные в долинах сибирских рек как на территории, покрывавшейся оледенением, так и во внеледниковой зоне. Казанцевские и тобольские межледниковые толщи и их аналоги и здесь четко различаются, но уже по составу фауны млекопитающих. Казанцевские континентальные отложения охарактеризованы так называемым мамонтовым комплексом млекопитающих. Отличительной чертой фауны из древнеаллювиальных тобольских отложений и их аналогов является большая численность находок остатков *Megaloceros* sp., присутствие *Palaeoloxodon* ex gr. *antiquus* (Falconer), *Ursus spelaeus rossicus* Boriss. В Европе эта фауна считается достаточно типичной для миндель-рисса. Кроме того, имеются находки остатков *Equus* sp. (*steinheimensis* Reichenau), которые, по мнению Э. А. Вангенгейм [1977], имеют черты сходства с аналогичной европейской формой из миндель-рисских слоев Штейнгейма.

Таким образом, можно считать, что в Западной Сибири достаточно надежно выделены три главных оледенения с подразделением их и, безусловно, двух последних на раннюю и позднюю фазы. Поэтому западно-сибирская схема принимается сейчас как основа для корреляции оледенений по всей Сибири и Дальнему Востоку.

Действительно, в проектах региональных стратиграфических схем для Средней Сибири, Забайкалья и Алтае-Саянской области средне- и позднеледниковое оледенения представлены двумя фазами. Поэтому отчетливо намечается аналогия с самаровским, тазовским, ранне- и позднесырянским горизонтами. Даже менее детально изученные отложения раннеледниковое оледенения в ряде районов (в Приенисейской Сибири, Горном Алтае, Восточном Саяне и т. д.) расчленяются на две морены, разделенные межморенными толщами или пачками*. Имеются хорошие предпосылки для достаточно надежной корреляции межледниковых отложений на уровнях казанцевского, тобольского и некоторых других горизонтов.

Детализации ледниковой стратиграфии во многом способствовали успехи палинологии, позволившие реконструировать историю развития растительности отдельных регионов Сибири и Дальнего Востока [Питерман и др., 1968; История развития растительности..., 1970; Волкова, 1971, 1979; и др.] и на этой основе проследить изменения климата. Сейчас установлено, что ледниковые и неледниковые интервалы (горизонты в региональных стратиграфических шкалах) неодинаковы между собой по характеру климатических изменений и продолжительности. Возьмем для сравнения казанцевский и тобольский, а также ширтинский и среднезырянский (каргинский) горизонты. Они несут одну и ту же стратиграфическую нагрузку, но существенно различны по палеоклиматическому типу. Для первых двух устанавливаются три основные фазы изменения климата: начальное повышение температуры, климатический оптимум и финальное похолодание [Троицкий, 1976]. По этому признаку они соответствуют классическим межледниковьям с единым климатическим ритмом. Вместе с тем казанцевское и тобольское межледниковья резко неравноценны хронологически; казанцевское в несколько раз короче тобольского и вполне сопоставимо по продолжительности со среднезырянским (каргинским) и ширтинским интервалами. Кроме того, появляются некоторые данные, указывающие как будто на то, что тобольское межледниковье осложнялось кратковременным похолоданием.

Внутризырянский (каргинский) отрезок времени выделяется своими

* Схемы рассмотрены и приняты на Всесоюзном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири, состоявшемся в ноябре 1979 г. в г. Новосибирске.

неоднократными (не менее 5) кратковременными колебаниями климата, оставшегося в целом достаточно прохладным. Только одно, самое раннее, шурышкарское потепление было чуть теплее современной климатической обстановки для широты полярного круга у г. Салехарда [Архипов и др., 1977]. Столь же прохладным был, очевидно, и ширтинский межстадиал, как его часто интерпретируют. В нем пока не установлены флюктуации типа среднесырянских и климат представляется достаточно ровно прохладным. Однако включение в ширтинский горизонт наряду с аллювиальными еще и морских салемальских слоев (свиты) делает мелкие колебания весьма вероятными.

Палеоклиматические различия устанавливаются и для ледниковий. Так, климатическая кривая последнего оледенения отличается асимметричностью: быстрое нарастание холода в начале оледенения — крутой пик пессимума (около 20 тыс. лет назад) — и далее постепенное «ступенчатое» снижение пиков и выполаживание кривой к концу позднеледниковья. Внутри раннесырянского оледенения кривая холода (ее нисходящая — пессимум — восходящая части) осложняется кратковременными, но достаточно глубокими потеплениями (бреруп и амерсфорт).

Любопытно отметить далее, что, казалось бы, климатически однородные самаровское и тазовское ледниковья в действительности таковыми, возможно, не являются. По данным Ю. Б. Файнера, обе ледниковые толщи в приенисейской части Западно-Сибирской равнины подразделяются на три пачки (слоя): нижнюю и верхнюю морены и разделяющие их аллювиально-озерные образования*. Единый ледниковый цикл распадается, таким образом, в обоих случаях на две части, разделенные потеплением. К сожалению, амплитуда и продолжительность этих потеплений остаются пока неизвестными.

Менее определенными являются сейчас климатические ритмы на раннем миндельском и доминдельском отрезках четвертичного периода. Достаточно сказать, что мы очень мало знаем о сибирском гюнц-минделе (кромере) и не очень отчетливо представляем отрезок времени, отвечающий гюнцу или менапу. Это объясняется недостаточной изученностью и фрагментарностью геологической летописи.

Как известно, разрез четвертичных отложений на севере Западно-Сибирской равнины начинается с шайтанской (миндельской) ледниковой толщи. Она может быть расчленена на две морены, верхнюю и нижнюю, разделенные межморенными слоями (пачкой). Южнее, во внутренних районах равнины, в приледниковой зоне вся шайтанская толща целиком сопоставляется с семейкинской свитой, которая подстилается новым членом четвертичной толщи — талагайкинской свитой, относимой к первой половине раннего плейстоцена. Далее, в южной половине равнины ко всему нижнему плейстоцену отнесены так называемая нижнекраснодубровская подсвита и вяткинские слои, коррелируемые с талагайкинской свитой и шайтанской толщей**. Сопоставления эти несколько условны и возможны альтернативы.

Семейкинская и талагайкинская свиты могут соответствовать только двум верхним членам шайтанской толщи, коррелируясь с верхней мореной и межморенной пачками (слоями). В этом варианте корреляции талагайкинский аллювий был бы внутриминдельским, как мы и предполагали ранее [Архипов, 1971б].

В настоящее время представляется, что вяткинские слои должны быть древнее талагайкинского аллювия, но какой части минделя они при-

* Эти представления нашли отражение в «Региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины», принятой на Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Тюмени в 1976 г.

** По региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины, 1976 г.

надлежат — не очень ясно. Что же касается нижнекраснодубровской под-
свиты, то ее термолюминесцентный возраст в разрезе у д. Белово на При-
обском плато заключен между датами 863 ± 96 и 610 ± 70 тыс. лет для ее
нижней и примерно 410 ± 40 тыс. лет для верхней границ [Разрез новей-
ших отложений Алтая, 1978]. Нижняя часть подсвиты попадает в инвер-
сионную эпоху Матуямы. Поэтому в ее составе присутствуют лессовые
породы как прямо, так и обратно намагниченные. Как показатели похоло-
даний, эти лессы могут относиться к двум температурным минимумам
внутри кромеского (гюнц-миндельского) межледниковья, хотя не исклю-
чено, что лессы в прикровельной части подсвиты могут быть уже ранне-
миндельскими.

Любопытно, что в соседнем Горном Алтае в нижнем плейстоцене
(термолюминесцентный возраст которого приближенно определяется да-
тами в 370 и 630 тыс. лет) выделяются две миндельские морены (устное
сообщение Б. А. Борисова). Нижняя датируется в 476 ± 51 тыс. лет (под-
стилающие породы имеют дату в 560 ± 60 тыс. лет), а верхняя — древнее
 370 ± 43 тыс. лет, так как дата получена из перекрывающих миндель-рис-
ских отложений. К этому следует добавить, что в так называемом телец-
ком горизонте (первая половина раннего плейстоцена, очевидно аналог
кромера, термолюминесцентная дата 630 ± 75 тыс. лет) обнаружены слои
со следами древней мерзлоты [Разрез новейших отложений Алтая, 1978].

Таким образом, в течение раннего плейстоцена (гюнц-минделя и мин-
деля) намечается несколько (6—8) достаточно крупных климатических
ритмов. Между тем сейчас в западносибирской региональной шкале фик-
сируется, в сущности, только два «обобщенных» ритма: шайтанский —
ледниковый и талагайкинский — межледниковый или два региональных
горизонта, тогда как по аналогии с европейской частью СССР следовало
бы выделять по меньшей мере четыре [Никифорова и др., 1976].

Во второй половине позднего плиоцена или в эоплейстоцене, с кото-
рым в последнее время отождествляется позднекочковское время (верхне-
кочковский подгоризонт биостратиграфического обоснования), можно
отметить два типа похолодания: в самом начале и конце. Раннее похоло-
дание фиксируется полным исчезновением термофильных тургайских
экзотов (устное сообщение Е. А. Пономаревой), еще присутствующих
в так называемой барнаульской флоре раннекочковского времени, а вто-
рое — первым появлением на юге Западно-Сибирской равнины, в Барабе,
растительности перигляциального типа [Букреева, 1968; Архипов, 1971а].
Поэтому они могут соответствовать дунайскому и гюнцскому оледенениям
Альп, если принимать корреляцию названного подгоризонта с апшероном
и калабрием. Как известно, на Тюменском межведомственном стратигра-
фическом совещании в 1976 г. было принято рабочее решение о совмещении
основания верхнекочковского подгоризонта с рубежом в 1,8 млн. лет. Оче-
видно, на этом рубеже происходит становление современной флоры,
история которой в четвертичном периоде проявлялась в неоднократной
смене типов растительных группировок с постепенным вымиранием ло-
кальных, местных экзотов. Это происходило под влиянием климатических
изменений, хотя пульсация климата с временными (не очень резкими)
похолоданиями и аридизацией установлена сейчас и в раннекочковское —
бетекейское (акчагыльское, ранне-средневиллафранкское) время, т. е.
в интервале примерно 1,8—3,5 млн. лет. Тем не менее эти климатические
ритмы в Сибири изучены пока недостаточно полно, для того чтобы исполь-
зовать их в стратиграфических целях, тогда как резкое похолодание при
переходе раннего к позднекочковскому времени (~1,8 млн. лет) соответ-
ствует современным представлениям о границе между четвертичной и нео-
геновой системами.

Остановимся теперь вкратце на общей характеристике эволюции кли-
мата в течение всего четвертичного периода. По современным данным на-

чало волнообразных (колебательных) изменений климата в северной Азии восходит к среднему плиоцену. Любопытно, что с этим событием совпадает появление тундры на Северо-Востоке СССР и открытых степных ландшафтов в южных районах Западной Сибири [Волкова и др., 1979]. До этого момента изменения происходили, насколько сейчас известно, довольно постепенно, по нисходящей кривой, от субтропического к умеренному климату на фоне общепланетарного похолодания. В позднем плиоцене, примерно в интервале от 3,5 до 1,8 млн. лет, температурные колебания образуют несколько волн похолоданий, под влиянием которых начался грандиозный природный процесс периодической миграции то к северу, то к югу зоны степей и лесостепей, а на Северо-Востоке СССР, — вероятно, тайги и тундры.

На эоплейстоценовом этапе (1,8—0,7 млн. лет) резко возросла контрастность климатических изменений и дифференциация физико-географических зон. Можно предположить, что примерно около 1,8 млн. лет назад в высоких широтах произошло становление зоны гипарктики, а на севере Западной Сибири впервые появились тундра и тайга, если в ее южных районах с этим моментом связано полное исчезновение теплолюбивых тургайских реликтов. За первой волной резкого похолодания в начале эоплейстоцена последовала, как уже было отмечено выше, вторая, еще более глубокая, — в его конце. Это должно было неизбежно привести к дальнейшему увеличению масштабов миграции растительных зон. Действительно, со второй волной холода связано первое появление перигляциальной растительности в центрально-южных районах Западно-Сибирской равнины, на широте северной части Барабинской низменности. Это произошло во вторую половину позднекочковского (убинского—ерестинского) времени, для которого имеется термолюминесцентная дата (для верхов ерестинской пачки в разрезе Белово), равная 863 ± 96 тыс. лет [Разрез новейших отложений Алтая, 1978]. Следовательно, это был гюнц по альпийской шкале, что и предполагалось нами ранее [Архинов, 1971а, б]. С этого убинского (гюнцкого) времени начинаются «регулярные» миграции тундры и лесотундры с крайнего севера равнины в ее внутренние районы во все фазы так называемых «великих» оледенений минделя, рисса и вюрма. Климатические колебания приобретают устойчивый квазипериодический характер, свойственный «ледниковому периоду».

Последовательность палеоклиматических событий в Сибири удовлетворительно вписывается в глобальную эволюцию климата в квартере, как это установлено мировой наукой. Тем не менее для Сибири, где очень долго удерживались взгляды моногляциализма и представления о неизменности сурового сибирского климата в плейстоцене, где еще не до конца изжиты рецидивы антигляциализма, изучение особенностей эволюции климата остается актуальной научной проблемой и имеет важное значение для дальнейшей детализации климатостратиграфических схем четвертичных отложений.

В настоящее время в региональных стратиграфических схемах окончательно утвердились в качестве основных подразделений горизонты. В верхнем и среднем плейстоцене они объединяются в надгоризонты, отложения которых соответствуют «большому» вюрму и риссу. Несомненно, имеются предпосылки для их выделения в раннем плейстоцене вместо шайтанского (ледникового) и талагайкинского (доледникового) горизонтов. Первый соответствует «большому» минделю, отложения которого сейчас в ряде регионов Сибири подразделяются на две моренные и межморенные пачки, а второй — кромеру (гюнц-минделю), разделенному на три горизонта в стратиграфических схемах европейской части Союза [Никифорова и др., 1976]. Целый ряд горизонтов уже сейчас можно с успехом подразделить на подгоризонты, как это было предложено в проекте стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской

равнины, но, к сожалению, отвергнуто Постоянной комиссией по четвертичной системе МСК СССР.

Большой и важной задачей является разработка климатостратиграфической шкалы сибирского зоплейстоцена, для которого пока нет даже удовлетворительного проекта. Сейчас он целиком помещается в верхне-кочковский подгоризонт биостратиграфического обоснования. Между тем его длительность (~ 1 млн. лет) в десятки раз превосходит климатостратиграфические горизонты плейстоцена.

Практика составления региональных климатостратиграфических схем четвертичных отложений доказала целесообразность выделения в общей стратиграфической шкале двух основных подразделений более низкого ранга, чем биостратиграфическая зона: раздела и звена, соответствующих бывшим отделам и ярусам. Эти новые климатостратиграфические подразделения вполне обеспечивают межрегиональную корреляцию.

Меньше ясности сейчас в том, имеется ли необходимость торопиться с выделением в общей стратиграфической шкале более дробных климатостратиграфических подразделений, таких как ступень, стадиал, уровень. По предложению Е. В. Шапцера, первые два должны соответствовать горизонту и слою в региональных и местных схемах. Между тем горизонты в разных звеньях плейстоцена неравноценны между собой по длительности, а стратиграфический объем слоев остается пока весьма произвольным. С одной стороны, это есть объективное отражение известной закономерности: сокращение длительности климатических ритмов по мере приближения от неогена к современности, а с другой — результат разного подхода к выделению слоев в региональных схемах. В отличие от горизонтов, за которыми уже закрепилась достаточно строгая климатостратиграфическая характеристика, слои часто имеют биостратиграфическое обоснование.

Иерархическая соподчиненность между ступенями и стадиями не обеспечивается теми интервалами, какие сейчас предлагаются для них: в 20—80 и 5—10 тыс. лет соответственно. Если, к примеру, длительность самаровского ледникового оценивается сейчас в 60—80 тыс. лет, то позднезырянского (сартанского) — всего в 12—15 тыс. лет. Следовательно, первое соответствует ступени, а второе — стадиалу. Между тем во всех региональных стратиграфических схемах отложения последнего ледникового (как, впрочем, и всех других) объединяются в горизонт. В результате получается, что в общей стратиграфической шкале позднезырянский (сартанский) горизонт, который равноценен, в сущности, стадиалу, будет искусственно оцениваться в ранге ступени. Выход из этих затруднений, очевидно, будет найден в процессе конкретного изучения климатических колебаний в плейстоцене и геологического картирования четвертичных отложений.

Итак, ледниковая теория и развивающаяся рука об руку с ней концепция ритмичных изменений климата лежат в основе дальнейшего развития климатостратиграфии четвертичной системы Сибири и Дальнего Востока.

ЛИТЕРАТУРА

- Архинов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971а, 329 с.
- Архинов С. А. Виллафранк и миндель на Западно-Сибирской равнине. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971б, с. 231—254.
- Архинов С. А., Вотях М. Р., Гольберт А. В. и др. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977. 214 с.
- Архинов С. А., Вотях М. Р., Шелкошляс В. Н. Стратиграфия, термолюминесцентный возраст и корреляция морен Белогорского Приобья. — В кн.: Четвертичные

- оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981 (в печати).
- Букреева Г. Ф. Палинологическая характеристика антропогенных отложений Восточной Барабы. Автореф. канд. дис. Томск, 1968. 27 с.
- Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Волков П. А., Зыкина В. С. Ископаемые почвы в опорном разрезе покровных отложений Новосибирского Приобья.— Геол. и геофиз., 1977, № 7, с. 83—94.
- Волкова В. С. Палинологическая характеристика и условия залегания верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных отложений Западной Сибири.— В кн.: Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М.: Наука, 1971, с. 61—91.
- Волкова В. С. Климаты Западной Сибири в позднеплиоценовое и четвертичное время.— В кн.: Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 62—73.
- Волкова В. С., Баранова Ю. П., Зыкин В. С. Климатические колебания в плиоцене и раннем плейстоцене в Северной и Северо-Восточной Азии.— В кн.: Тихоокеанский XIV научный конгресс. Секция В-III. М., 1979, с. 34—35.
- Гитерман Р. Е., Голубева Л. В., Заклинская Л. Д. и др. Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. М.: Наука, 1968. 269 с.
- Гудина В. И. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского севера. М.: Наука, 1969. 80 с.
- Гудина В. И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 125 с.
- История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. М.: Наука, 1970. 359 с.
- Никифорова К. В., Краснов И. И., Александрова Л. П. и др. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых—нижнеплейстоценовых отложений юга СССР.— В кн.: Геология четвертичного периода, инженерная геология, проблемы гидрогеологии аридной зоны. М.: Наука, 1976, с. 101—118.
- Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978. 207 с.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Л.: Гостехиздат, 1953. 578 с.
- Троицкий С. Л. Четвертичная система.— В кн.: Мезозой и кайнозой Сибири и смежных регионов. Новосибирск: Наука, 1976, с. 67—92.
- Троицкий С. Л. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Стратиграфия. Новосибирск: Наука, 1979. 292 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<i>К. В. Боголепов, М. А. Жарков.</i> Проблемы эволюции геологических процессов	7
Часть I. Эволюция тектонических процессов	
<i>Ч. Б. Борукаев.</i> Завершающая складчатость, орогенез, днасихлизис и кратонизация	21
<i>Б. М. Чиков.</i> Срединные массивы в системе тектонических элементов складчатых сооружений	39
<i>В. В. Волков.</i> Тектоника и вулканизм раннепалеозойского геосинклинального пояса Центральной Азии	56
<i>Э. Э. Фотиади.</i> Современные представления о крупных элементах структуры и развитии земной коры континентов	66
<i>Л. В. Витте.</i> Особенности эволюции континентальной коры и структура мантии	84
<i>Н. Л. Добрецов.</i> Эволюция метаморфизма и корообразующих процессов в истории Земли	104
Часть II. Эволюция осадочного породообразования	
<i>М. А. Жарков.</i> Этапы грандиозного накопления эвапоритов и проблема изменения солености вод Мирового океана в фанерозое	110
<i>Ю. Н. Занин.</i> О климатических аспектах эволюции фосфатонакопления в фанерозое	122
<i>И. В. Николаева.</i> Эволюция обстановок образования минералов группы глауконита	133
<i>Ю. П. Казацкий.</i> Развитие физико-химических условий седиментации и его влияние на эволюцию осадочного процесса	145
Часть III. Эволюция биосферы	
<i>Б. С. Соколов.</i> Палеонтология, геология и эволюция биосферы	156
<i>В. А. Захаров.</i> Эволюция морских донных сообществ: становление и развитие признаков	167
<i>Ю. И. Тесаков.</i> Развитие экосистем древних платформенных седиментационных бассейнов	186
<i>С. А. Архипов.</i> Оледенения, эволюция климата и четвертичная климатостратиграфия Сибири	199

УДК 551.1

Проблемы эволюции геологических процессов. Боголепов К. В., Жарков М. А. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск: Наука, 1981.

Освещается роль академика А. Л. Яншина в разработке проблем эволюции геологических процессов. Показывается значение его исследований в познании необратимого хода развития земной коры, ее структуры и вещественного состава, а также в выяснении общих вопросов эволюции тектонических процессов, осадочного породообразования и биосферы. Отмечается важность этих исследований в установлении закономерностей размещения месторождений минерального сырья.

Библиогр. 71.

УДК 551.242

Завершающая складчатость, орогенез, диасхизис и кратонизация. Борукаев Ч. Б. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск: Наука, 1981.

Учение о геосинклиналях в качестве главного процесса преобразования земной коры рассматривает завершающую складчатость. В последние десятилетия выявлен факт независимости орогенеза (горообразования) от предшествующего геосинклинального развития. Специфика проявления процессов тектоно-термальной переработки континентальной коры в докембрии привела к выделению диасхизиса как особой формы тектогенеза. Образование «настоящих» платформ связано лишь с тремя эпохами в истории Земли, характеризующимися комплексами специфических процессов и структур и заслуживающим наименования эпох кратонизации. Рассмотрены общие особенности процессов, их соотношения и роль в эволюции земной коры. Намечаются новые принципы периодизации тектонической истории планеты с учетом многообразия процессов.

Ил. 1, библиогр. 59.

УДК 551.24

Срединные массивы в системе тектонических элементов складчатых сооружений. Чиков Б. М. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск: Наука, 1981.

Срединные массивы рассматриваются в качестве типовых элементов латерального ряда структур разновозрастных складчатых сооружений, анализируются основные черты их строения в областях эпигеосинклинальной и эпиплатформенной складчатости, отношение массивов к основанию этих областей; рассматриваются особенности формирования срединных массивов в системе тектонических элементов складчатой области.

Ил. 1, библиогр. 49.

УДК 551.24

Тектоника и вулканизм раннепалеозойского геосинклинального пояса Центральной Азии. Волков В. В. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск: Наука, 1981.

Рассматриваются основные черты раннепалеозойской структуры и вулканизма Центрально-Азиатского геосинклинального пояса, особенности проявления тектонических движений и взаимосвязи глубинных и поверхностных процессов. Значительное внимание уделено характеристике вулканических процессов, пространственного размещения вулканических зон и их морфоструктуре. Показывается, что гипотеза астенолитов наиболее приемлема для объяснения строения и развития Центрально-Азиатского складчатого пояса в раннем палеозое.

Ил. 4, библиогр. 22.

УДК 551.14

Современные представления о крупных элементах структуры и развитии земной коры континентов. Фотиади Э. Э. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск: Наука, 1981.

Рассматриваются основные типы земной коры и особенности ее развития, роль геофизических исследований в изучении глубинного строения Земли. Проводится районирование структурных элементов и типов земной коры Евразии и анализируется схема глобальных гравитационных аномалий и элементов структуры материков и дна океанов.

Ил. 4, библиогр. 19.

УДК 551.14+551.241+550.34+528.27

Особенности эволюции континентальной коры и структуры мантии. Витте Л. В. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск: Наука, 1981.

Рассмотрены структура мантии и характеристики в глобальном поле силы тяжести крупных массивов континентальной коры, различающихся по особенностям дорифейского и рифейско-фанерозойского развития.

Показано, что области высокой современной активности, фиксируемые гравитационными максимумами и минимумами, различаются направленностью процессов и имеют специфическую характеристику мантии, резко отличную от стабильных массивов. Среди последних по типу мантии выделены дорифейские массивы континентального типа и массивы, сложенные рифейско-фанерозойской субконтинентальной корой.

Ил. 3, библиогр. 43.

УДК 551.2

Эволюция метаморфизма и корообразующих процессов в истории Земли. Д о б р е ц о в Н. Л. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск: Наука, 1981.

Рассмотрены особенности возрастной приуроченности продуктов высокотемпературного гранулитового метаморфизма и глаукофан-сланцевого метаморфизма, обусловленного высокими давлениями при низкой температуре. Показано, что максимум гранулитового метаморфизма (породы двуспироксеновой фации B_1) проявлялся, вероятно, в интервалах 4,0—3,7 и 3,5—3,2 млрд. лет. Следовательно, основной объем силикатного вещества протоконтинентальной коры и весь объем Мирового океана были созданы еще в раннем докембри, к рубежу 3,0 млрд. лет. Зоны глаукофан-сланцевого метаморфизма служат доказательством крупномасштабной и относительно быстрой субдукции океанических литосферных плит. Они связаны с древними структурами типа зон Бенюфа — Заварицкого, которые появились с рифей.

Ил. 2, библиогр. 13.

УДК 552.53+551.3

Этапы грандиозного накопления эвапоритов и проблема изменения солености вод Мирового океана в фанерозое. Ж а р к о в М. А. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск: Наука, 1981.

Выясняется вопрос, насколько изменялась соленость вод Мирового океана в фанерозое в связи с осаднением огромных масс сульфатно-кальциевых осадков и каменной соли в этапы грандиозной эвапоритовой седиментации. Делается вывод о том, что опреснение вод Мирового океана было возможным только при очень благоприятном стечении обстоятельств, но если это произошло, то понижение солености океанических вод могло оказать глобальное влияние на эволюцию многих процессов в геологической истории гидросферы и атмосферы. Табл. 1, библиогр. 51.

УДК 551.583.7+553.64

О климатических аспектах эволюции фосфатонакопления в фанерозое. З а н и н Ю. Н. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск: Наука, 1981.

Развиваются взгляды Н. С. Шатского, Н. М. Страхова и др. на роль гумидного климата в фосфатонакоплении, в первую очередь для эпиконтинентальных бассейнов. Для кайнозоя и отчасти мезозоя устанавливается связь фосфатонакопления с апохами расширения трансгрессий и повышения температур, а для некоторых регионов — и с апохами бокситообразования. Сделана попытка установления эволюции фосфатонакопления в кайнозое. Ил. 1, библиогр. 58.

УДК 551.8 : 549.623.11

Эволюция обстановок образования минералов группы глауконита. Н и к о л а е в а И. В. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск: Наука, 1981.

Анализируются главные факторы, определяющие образование минералов группы глауконита в осадочных отложениях от позднего докембрия до неогена (редукционная зона осадков, морская вода, процессы выветривания) и выявляются индикаторные свойства этих минералов. Рассматриваются различия в составе минералов, обусловленные фацциально-климатической зональностью, с одной стороны, и необратимой эволюцией процессов в море и на континенте — с другой. Предельные содержания элементов рассмотрены в связи с периодичностью и спецификой эпох осадочного рудообразования.

Ил. 4, библиогр. 64.

УДК 552.5+551.051.310.464.514

Развитие физико-химических условий седиментации и его влияние на эволюцию осадочного процесса. К а з а н с к и й Ю. П. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск: Наука, 1981.

Природный осадок рассматривается как продукт взаимодействия среды седиментации и источника осадочного материала. Для сред седиментации намечены планетарные, провинциальные и зональные подразделения. Рассмотрены возможные пути развития каждой группы сред. Определена масштабность влияния различных источников осадочного материала и дана оценка их развития в геологической истории Земли. Предложены принципы типизации седиментационных моделей, учитывающих развитие как сред осадконакопления, так и источников осадочного материала.

Ил. 2, табл. 6, библиогр. 15.

УДК 55+56+576.1

Палеонтология, геология и эволюция биосферы. С о к о л о в Б. С. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск: Наука, 1981.

Анализируется взаимосвязь между палеонтологией, геологией и проблемами, связанными с изучением биосферы. Показывается, что в настоящее время закладываются основы двух интегрирующих направлений в науке — геобиологическое и биогеологическое. Эти направления теснейшим образом связывают палеонтологию, геологию и геохимию. Библиогр. 41.

УДК 56.017.024

Эволюция морских донных сообществ: становление и развитие признаков.
Захаров В. А. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск:
Наука, 1981.

Рассматриваются становление и развитие таксономической и трофической структуры морских донных сообществ беспозвоночных в докембрии и фанерозе, их функциональные особенности, дифференциация по биономическим зонам и сукцессии в морях геологического прошлого. Делается вывод о завершении становления основных признаков донных сообществ в течение венда — раннего кембрия.

Ил. 8, табл. 3, библиогр. 82.

УДК 591.553(577.4)

Развитие экосистем древних платформенных седиментационных бассейнов.
Тесаков Ю. И. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск:
Наука, 1981.

В результате анализа ископаемого материала дается обоснование восстановления древних экосистем (биогеоценозов, катен, биогеомов) в бассейнах осадконакопления платформенного типа. Приводится развитие этих экосистем на примере силурийского Среднесибирского эпиконтинентального бассейна.

Ил. 6, библиогр. 8.

УДК 551.79+551.581

Оледенения, эволюция климата и четвертичная климатостратиграфия Сибири.
Архипов С. А. Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск:
Наука, 1981.

В статье показывается, что ледниковая теория и концепция ритмических изменений климата лежат в основе создания климатостратиграфии четвертичной системы Сибири и Дальнего Востока.

Библиогр. 19.