



ПРОБЛЕМЫ

ОБЩЕЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ

ГЕОЛОГИИ



**ИЗДАТЕЛЬСТВО
"НАУКА"
СИБИРСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ**

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

PROBLEMS
OF GENERAL AND REGIONAL
GEOLOGY

NOVOSIBIRSK • 1971

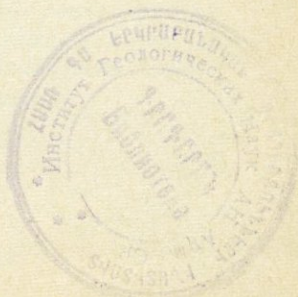
АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

55.1551.24

**ПРОБЛЕМЫ
ОБЩЕЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ
ГЕОЛОГИИ**

1137

НОВОСИБИРСК • 1971



ПРЕДИСЛОВИЕ

28 марта 1971 года исполняется 60 лет со дня рождения замечательного ученого, крупнейшего геолога академика Александра Леонидовича Яншина. Отмечая это событие, ученые Института геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР, сотрудники, друзья и ученики Александра Леонидовича решили выпустить сборник статей, посвященных ряду проблем, которым особенно большое внимание уделяет юбиляр в своей поразительно разносторонней и плодотворной научной деятельности.

Ученый, обладающий громадной творческой энергией и поистине энциклопедическими знаниями, блестящий специалист в области тектоники, создатель учения о молодых платформах, руководитель и автор грандиозного труда по тектонике Евразии, Александр Леонидович Яншин является, вместе с тем, выдающимся исследователем многих проблем теоретической и региональной стратиграфии, палеогеографии, учения о геологических формациях, великолепным знатоком и первооткрывателем ряда месторождений железных руд, бокситов, углей, фосфоритов. Его исследования по Туранской плите и периклинальному замыканию герцинских структур Урала явились основой для открытия обширного Устьюртско-Кызылкумского нефтегазоносного бассейна.

Теоретические разработки Александра Леонидовича по самым общим вопросам геологии, а отсюда широкий всесторонний подход к решению практических задач позволяют ему находить новые закономерности в пространственном размещении полезных ископаемых и рекомендовать новые регионы для их поисков.

При всей многогранности в научном творчестве А. Л. Яншина четко выражено то, что в драматургии называется «сквозным действием». «Сквозное действие», пронизывающее работы А. Л. Яншина, от его первых исследований тектоники Каргалинских гор до новейшего синтеза тектоники Евразии, заключается в создании теории эволюции геологических процессов, отраженных в необратимом ходе развития земной коры, ее структуры и вещественного состава, теории, в которой неизбежно сливаются успехи всей современной системы геологических знаний.

Предлагаемый вниманию читателей сборник не претендует на то, чтобы охватить весь круг проблем, на разработку которых оказала влияние научная и организационная деятельность А. Л. Янишина. Вместе с тем три раздела книги — тектоника, стратиграфия и палеогеография, геологические формации и полезные ископаемые — соответствуют тем граням геологической науки, которые наиболее блестяще выражены в его трудах.

Среди рассматриваемых в сборнике тектонических проблем существенное место занимают вопросы выделения и классификации основных структурных элементов земной коры и эволюции тектонических процессов, приводящих к их созданию. Вопросы тектонической таксономии рассматриваются с разных точек зрения, и авторы статей приходят к различным выводам. В общетеоретическом плане, а также исходя из анализа региональных геологических и геофизических данных по Урало-Монгольскому складчатому поясу, эпикарельским и эпигерцинским платформам, рассматриваются вопросы тектонического районирования и делаются попытки наметить, хотя бы в порядке дискуссии, пути его дальнейшего приближения к задачам металлогенического прогнозирования.

К важнейшим проблемам стратиграфии относятся рассматриваемые в сборнике вопросы о соотношениях стратиграфических и биохронологических границ, путях их выделения и корреляции в полифацальной прерывистой системе осадочной оболочки Земли, о «стратотипах стратиграфических границ» и статусе региональных стратиграфических подразделений внутри единой стратиграфической шкалы. Эти общие вопросы иллюстрируются широкой картиной палеобиогеографической дифференциации, воссозданной большой группой исследователей для морей бореального пояса Земли в юре и неогене, а также различиями тончайше изученных микрофаунистических комплексов в современных фациях шельфа, лагун и эстуариев некоторых районов Дальнего Востока. Не менее важной иллюстрацией конкретного разрешения проблем межрегиональной корреляции являются и публикуемые материалы по выделению виллафранка и минделя на территории Западно-Сибирской равнины, которые, очевидно, будут способствовать установлению единой стратиграфической шкалы и для антропогенного периода.

Эволюции осадочного процесса в истории Земли на примере соленосных, красноцветных, фосфатносных и глауконитовых образований, связи осадконакопления с необходимым ходом геологических процессов, определяющим возникновение одних и исчезновение других форм концентрации полезных ископаемых в стратиграфическом разрезе земной коры, посвящен заключительный раздел сборника.

Ряд помещенных в книге статей носит дискуссионный характер. Думается, это хорошо, так как без спора и поисков путей к достижению истины было бы невозможно развитие науки. Редакция надеется, что публикуемый сборник будет встречен с интересом широким кругом геологов.

К. В. Боголепов

ТЕКТОНИКА

Ю. А. КОСЫГИН

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

После работы А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933) в практику геологического изучения континентальных пространств прочно внедрился принцип тектонического районирования по возрасту завершения основной геосинклинальной складчатости (Архангельский, 1941; Шатский, 1953, 1956; Яншиц, 1966; Choubert, 1968 и др.) с выделением областей дорифейской (часто с подразделениями), байкальской, каледонской, или нижнепалеозойской, герцинской, или верхнепалеозойской, мезозойской и кайнозойской складчатости.

Геосинклинальные области противопоставляются платформенным в том случае, если речь идет о синхронных отложениях или одновременных процессах. При этом платформенные области данного возраста в принятой системе тектонического районирования соответствуют одной или нескольким разновозрастным областям более древней складчатости. Поэтому отнесение того или иного участка к платформе означает лишь дополнительную характеристику данного участка, указывающую, что складчатые сооружения в его пределах погружены и перекрыты более молодыми слабодислоцированными и слабометаморфизованными отложениями, образующими чехол. Складчатые сооружения в данном случае образуют фундамент, а двухъярусная структура, состоящая из фундамента и чехла, получает название платформы. В пределах областей дорифейской складчатости выделяются древние платформы, в контуры которых включаются также и щиты, т. е. крупные поднятия, лишенные чехла. В некоторых платформах площади щитов значительно превышают площади двухъярусного строения (например, Канадский щит Северо-Американской платформы). В структурном отношении под древними платформами понимаются горстообразные поднятия первого порядка, сложенные дорифейскими складчатыми толщами, местами перекрытыми позднепротерозойским или фанерозойским чехлом, окруженные со всех сторон байкальскими или более молодыми, вплоть до кайнозойских, складчатыми сооружениями.

Из сказанного ясно, что выделяемые при тектоническом районировании области дорифейской складчатости совпадают с контурами древних

платформ. Однако это не синонимы. Платформа — это не класс тектонического района в принятой системе тектонического районирования, а структурное понятие. Под платформенным типом разреза подразумевается двухъярусный разрез, включающий чехол и фундамент; платформенные отложения, формации, фации — это отложения, формации, фации, присущие чехлам; платформенные тектонические формы или дислокации — это сравнительно простые и пологие формы, которыми нарушен чехол. Щиты не обладают признаками платформенного строения, и только общность фундамента и нахождение в окружении относительно молодых складчатых поясов роднит их с участками платформенного двухъярусного строения.

Чехлы древних платформ располагаются на разновозрастном складчатом основании, например на саамидах, беломоридах, карелидах и т. д. Выделение эписаамских, эпибеломорских, эпикарельских платформ привело бы к весьма большим трудностям; границы таких платформ пришлось бы проводить весьма условно на основе истолкования геофизических данных по их фундаментам, а для хорошо разбуренных участков также по определениям абсолютного возраста извлеченных из фундамента кернов магматических и метаморфических пород. К счастью, не было попытки так подробно описывать платформенные площади с дорифейским складчатым основанием, и поэтому в описаниях, классификациях, тектонических картах древние платформы всегда выступают в своей структурной целостности. Такое их понимание лежит в основе исследования эволюции структуры осадочной оболочки Земли.

Перекрытые чехлами области последорифейских складчатостей называются молодыми платформами. В связи с тем, что эти области при тектоническом районировании по возрасту складчатости обязательно подразделяются на несколько классов (каледониды, герциниды и т. д.), было предложено различать эпикаледонские, эпигерцинские и эпимезозойские платформы (Шатский, 1946). Это предложение не привилось, так как оно вело бы к утрате структурной целостности молодых платформ, сохранение которой очень важно для исследования эволюции структуры осадочной оболочки. Структурную целостность молодых платформ можно понимать в широком смысле, рассматривая их как ступени, разделяющие горстообразные поднятия дорифейского складчатого основания (древние платформы) и прогибы, заполненные молодыми осадочными толщами (кайнозойские или мезозойские складчатые системы), или, в более узком смысле, как области распространения верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских чехлов, соответствующие в структурном отношении крупным областям прогибания — геосинеклизам или бассейнам. Принимаемые в этом втором смысле молодые платформы (плиты) могут быть или полностью ограничены выступами более древнего основания (огражденные плиты В. Н. Соболевской, 1965), или же частично кайнозойскими (или также и мезозойскими) складчатыми сооружениями (неогражденные плиты). В первом толковании молодые платформы могут включать в качестве щитов выступы их складчатого основания, во втором — площади молодых платформ ограничиваются контурами геосинеклиз или бассейнов и не содержат щитов.

Как бы мы ни определяли структурную целостность молодых платформ (ступень или бассейн), в любом случае видно существенное отличие молодых платформ от древних, которое заключается не только в отличии их генеральных структурных форм, но и в ряде других признаков. Так, на формировании структуры чехлов молодых платформ в значительно большей степени, чем на древних платформах, отражается развитие структурных форм фундамента. Тектонические формы чехла как бы наследуют некоторые черты структуры фундамента. Отсюда возникает вторая проблема тектоники молодых платформ — проблема унаследованной складчатости, изучение которой является наряду с геофизическими измерениями одним из инструментов исследования структуры фундамента, что важно в двух отношениях. Во-первых (теоретический аспект), для прослеживания под чехлом границ областей с различным возрастом складчатости, что необходимо для полноты тектонического районирования континентов и выводов об их тектоническом развитии в фанерозое. Во-вторых (практический аспект), для выяснения внутренней структуры этих областей, уточнения представлений о конкретных тектонических формах фундамента и для поисков скрытых залежей полезных ископаемых в фундаменте.

Изучение унаследованной складчатости в чехлах молодых платформ подводит также к решению более общей проблемы геологической теории — унаследованности геологических процессов, распространяющейся на явления тектоники, магматизма, осадконакопления, рудообразования, формирования рельефа и т. п.

Таким образом, изучение тектоники молодых платформ играет заметную роль в развитии современной геологической теории. Значение исследования молодых платформ увеличивается еще тем, что их недра являются вместилищем огромных минеральных богатств, в первую очередь нефти и природного газа. Нефтяные и газовые месторождения Приобья, Мангышлака, Бухары, Северного Предкавказья связаны с чехлами молодых платформ.

* *
*

Разработка представлений о молодых платформах и выяснение закономерностей их геологического строения и развития относятся в основном к заслугам советской геологической школы. А. Д. Архангельский (1937, стр. 68), описывая область платформенного строения между Уралом и древней Сибирской платформой, называет ее по возрасту складчатого фундамента палеозойской плитой. Н. С. Шатский (1964, стр. 681), подчеркивая отличие Урало-Сибирской зоны от Русской (Восточно-Европейской) платформы, писал: «Платформа Урало-Сибирской зоны с фундаментом из складчатых палеозойских пород по своей структуре весьма резко отличается от Восточно-Европейской платформы с ее очень древним докембрийским основанием, в первой синеклизе и, возможно, щиты имеют унаследованный характер, в последней, особенно в западной ее половине, почти совсем не выражена зависимость послеельфонских

структур от строения кристаллического основания. Я считаю, что Восточно-Европейская платформа представляет более высший и более развитый тип платформы по сравнению с Урало-Сибирской, находящейся в первых стадиях платформенного развития». Пологие складки чехла, выражающие «слабые, затухающие верхнемезозойско-кайнозойские движения палеозойского складчатого фундамента», Н. С. Шатский называет унаследованными, а не постумными, как это предлагал Э. Зюсс для Парижского бассейна, и подчеркивает тем самым непрерывность тектонического процесса, связь различных его стадий, возможности исследования его эволюции.

Позднее для обозначения плит с последорифейским складчатым основанием в литературу прочно входят термин «молодая платформа». Изложение истории становления понятия молодой платформы и характеристика связанной с этим понятием научной терминологии содержится в специальных статьях (Яншин, 1965). Здесь я хочу коснуться истории и методики исследования молодых платформ лишь частично связав это с назначением настоящего сборника.

* *
*

А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский положили начало разработке теории молодых платформ. Это начинание с успехом было продолжено их учениками и учениками их учеников, т. е. исследователями их школы. На протяжении последних 30 лет ведущая роль в развитии теории молодых платформ принадлежит А. Л. Яншину, юбилею которого посвящается эта книга.

Первая крупная работа А. Л. Яншина (1932) в этой области была посвящена тектонике Каргалинских гор, располагающихся на южном продолжении западного склона Урала в бассейне р. Джаксы-Каргала (приток р. Илек). Материал для этой статьи был собран при работах в поисковой партии Института по удобрениям, имевших в основном производственное назначение. Позднее, в 1936 г., когда я начал изучение соляной и гипсовой тектоники Актюбинского Приуралья, работа А. Л. Яншина служила для меня основным руководством по геологии этого сложно построенного района и немало способствовала успеху моих исследований. В «Тектонике Каргалинских гор» с большим мастерством и четкостью охарактеризованы отдельные зоны палеозойской складчатости Урала, их границы, стиль тектоники, высказаны и обоснованы соображения о происхождении различных тектонических форм, а также критически рассмотрены взгляды других к тому времени уже весьма опытных исследователей (Г. П. Фридерикс, В. Е. Руженцев и др.). А. Л. Яншин скромно называл эту свою работу ученической, я же продолжаю ее считать весьма крупным и зрелым исследованием, принесшим большую пользу для геологии Западного Казахстана и для решения ряда общих вопросов геологии Урала. Надо добавить, что работа эта, отличающаяся прекрасным литературным слогом и логич-

ностью научных суждений, принадлежала перу 20-летнего молодого человека.

Какое же отношение к проблеме молодых платформ имеет «Тектоника Каргалинских гор»? Самое прямое. Во-первых, здесь подробно описаны по поверхностным выходам палеозойские складчатые сооружения, в других районах образующие фундамент молодой платформы, во-вторых, в пределах области распространения палеозойских складчатых сооружений выделены и описаны отдельные участки развития мезозойских и кайнозойских отложений, их дислокации и связь этих дислокаций со структурой палеозойских комплексов. В рассматриваемой работе А. Л. Яншин вступает в дискуссию с В. Е. Руженцевым относительно происхождения мезозойско-кайнозойских дислокаций. В. Е. Руженцев считал, что они связаны с оседанием соле-гипсовых ядер пермских антиклиналей, т. е. причиной локальной и поверхностной. А. Л. Яншин обратил внимание, что в этих дислокациях амплитуда смещений «несоизмеримо превышает возможную величину оседания ядра», и привел примеры, где «подобные дислокации возникают без участия соле-гипсовых толщ и что, следовательно, они могут захватывать значительно более глубокие слои земной коры». Поэтому можно считать, что палеозойские и мезозойские толщ были вовлечены в общее движение, имеющее глубокие корни. Этот вывод широко использовал А. Л. Яншин в своих последующих работах при анализе тектоники чехлов молодых платформ и унаследованной складчатости.

Вслед за «Тектоникой Каргалинских гор» выходит в свет капитальная монография А. Д. Архангельского (1932), в которой уделено внимание выводам А. Л. Яншина по Южному Уралу, в частности установлению им чешуйчатых надвигов в Каргалинских горах. «Особенно ярко выступает здесь надвиг кремнисто-туфогенной свиты среднего и нижнего девона на верхний девон и каменноугольных и частично девонских отложений на артинские. Пермские породы перед надвигами смяты в складки. Яншин не склонен видеть в изученных им надвигах проявления какого-либо крупного шарьяжа и оценивает горизонтальные перемещения всего в несколько (3—5) километров» (Архангельский, 1932, стр. 341). А. Д. Архангельский в этой книге не только указал на научные достижения А. Л. Яншина в изучении тектоники Южного Урала, но и как бы наметил дальнейшие направления работ молодого исследователя. Он писал (1932, стр. 345), что «изучая условия залегания третичных и меловых пород в области, расположенной к югу от Мугоджар, можно наметить подземное продолжение Уральских складок. Оно чувствуется прежде всего по простирацию пологого Чушкакульского антиклинального поднятия, которое начинается непосредственно у южного конца Мугоджар и тянется сначала на юг, а затем на юго-запад до оз. Чушка-Куль, расположенного по правобережью р. Чеган; антиклиналь эта складывается меловыми породами, выступающими в виде длинной, до 150 км, полосы среди третичных отложений». Далее А. Д. Архангельский пишет о дислокациях восточной окраины песков Большие Барсуки, п-ова Куланды на Аральском море и других, намечая, таким образом, задачу поисков подземного продолжения палеозойских складок Урала по нарушениям в пе-

рекрывающем их мезозойско-кайнозойском чехле. Это одна из стержневых задач в изучении тектоники молодых платформ.

После 1932 г. выходит в свет ряд работ А. Л. Яншина, посвященных стратиграфии юрских и триасовых отложений, месторождениям фосфоритов, бокситов, артезианским водам и т. д., в которых, в частности, рассматриваются некоторые тектонические вопросы (например, возраст уральских надвигов). Новая, специально тектоническая работа А. Л. Яншина появляется в 1939 г. Она посвящена описанию Чушкакульской антиклинали, дислокаций п-ова Куланды и других дислокаций, ранее неизвестных. А. Л. Яншин делает важный вывод об унаследованности этих дислокаций. Об этом говорит их общее уральское направление, точное совпадение простирания Чушкакульской антиклинали с простиранием антиклинальной зоны западного хребта Мугоджар, неглубокое залегание палеозоя у г. Иргиза и т. д. Дислокации Северного Приаралья развивают структурные формы герцинского орогенеза, а в «ядрах антиклиналей на сравнительно небольшой глубине повсюду залегают палеозойские породы» (Яншин, 1939, стр. 814). Дислокации Северного Приаралья развивались длительно «на протяжении всей известной нам мезозойской и кайнозойской истории этой области». Складчатый фундамент здесь, в отличие от Восточно-Европейской плиты, значительно подвижен, элементы палеозойского структурного плана продолжают жить и развиваться в мезозое и кайнозое, что накладывает своеобразный отпечаток на тектонику чехла.

Работы А. Л. Яншина (1939, 1940а, б) по унаследованной складчатости Северного Приаралья приводят его к разработке методики распознавания складчатой структуры фундаментов молодых платформ на основе анализа дислокаций их чехлов. Эта методика появляется не сразу, она вынашивается и совершенствуется ее автором в течение ряда лет. В наиболее полном виде она была сформулирована в 1948 г. Отправной точкой разработки этой методики по-прежнему служит Южный Урал. Устанавливаются две черты его молодых дислокаций: строгая согласованность их плана с планом структуры складчатого фундамента и длительность развития. «На протяжении всей мезозойской и кайнозойской геологической истории Южного Урала, несмотря на длительные и разнообразные процессы нивелировки рельефа, его крупные синклинали продолжали оставаться депрессиями, а его крупные антиклиналы — относительно приподнятыми зонами» (Яншин, 1948, стр. 138). Часто разломы палеозойского фундамента «продолжают развиваться до очень молодых эпох, причем развиваются именно в той форме, которую они получили во время верхнепалеозойского орогенеза: крутые взбросы в виде крутых взбросов, пологие надвиги в виде пологих надвигов» (там же). Унаследованные дислокации свойственны не всем зонам складчатого Урала; они практически полностью отсутствуют над зоной верхнекаменноугольных, сакмарских и артинских слоев восточной части краевого прогиба и над Мугоджарским антиклинорием, сложенным древним комплексом основания Уральской геосинклинальной системы. На пространствах плит, где залегание слоев ранее считалось совершенно горизонтальным, на основе точных топографических карт и детального геологического карти-

рования обнаруживались дислокации молодых отложений, прослеживание которых давало «наиболее верный способ для реконструкции плана погребенной складчатой структуры». В помощь привлекались некоторые палеогеографические и гравиметрические данные.

Применение такой методики имело два ограничения: во-первых, при больших перерывах между временем складчатости основания и временем отложения чехла унаследованные дислокации не ощущаются, во-вторых, они недостаточно отчетливо проявляются, если мощность чехла превышает 1—2 км. Результаты применения новой методики для огромных пространств Туранской плиты, простирающейся от южного погребения Урала до Копетдага и от Каспийского моря до отрогов Тянь-Шаня, оказались совершенно блестящими. Крупные территории, ранее закрашивавшиеся на геологических картах монотонными цветами покрова кайнозойских отложений, как бы оживают. Дислокации чехла, данные о которых были отрывочны и изучению которых ранее не придавалось сколько-нибудь серьезного значения, становятся средством просвечивания чехла и распознавания под ним структур фундамента. Анализ унаследованных дислокаций с учетом других геологических данных позволяет А. Л. Яншину в докладе на Юбилейной сессии Московского общества испытателей природы в 1941 г. и в последующих работах (1945, 1948) дать новую трактовку тектонике молодой платформы к востоку от Каспийского моря, которая и сейчас является основой для геологических исследований этой территории и поисков полезных ископаемых в ее пределах.

А. Л. Яншин, пользуясь своей новой методикой, подверг критическому рассмотрению принятую тогда концепцию о соединении Урала с Донбассом посредством широкой плавной дуги герцинид, протягивающейся от южного окончания Урала южнее и юго-восточнее р. Эмбы к Каспийскому морю. Подтверждение этой концепции А. Д. Архангельский находил в геофизических данных; дуга эта намечалась полосовыми положительными гравитационными аномалиями. Однако эти представления совершенно не согласовывались с данными анализа унаследованной тектоники, по которым подземное продолжение Урала уверенно трассировалось к югу в направлении Аральского моря. А как же тогда расценивались геофизические данные? Оказалось, что положительные гравитационные аномалии Эмбенской дуги допускают совершенно иную геологическую трактовку. Мне тогда было очень приятно, что А. Л. Яншин счел возможным воспользоваться моими соображениями о природе этих аномалий. Он писал: «Чем же в таком случае объясняются положительные аномалии силы тяжести, которые как будто намечают заворот Мугоджар на юго-запад к низовьям р. Эмбы? Ответ на этот вопрос дают работы геологов-нефтяников, главным образом Ю. А. Косыгина. По его данным в полосе этих аномалий располагалась прибрежная зона Кунгурского бассейна, в которой происходит замещение легкого солевого комплекса его осадков значительно более тяжелым — ангидритовым. Не случайно как раз в полосе положительных аномалий лежит промысел Карагунгул, в котором такое замещение доказано бурением» (Яншин, 1945, стр. 50).

Как известно, на схеме тектоники СССР (Архангельский, Шатский, 1933; Яншин, 1940б) на месте Мангышлака и Туаркыра рисовалась область мезозойской складчатости. Анализ дислокации, перерывов, фациальных особенностей осадков и т. д., а также сравнение с западным склоном Урала позволили А. Л. Яншину дать новое объяснение структур Мангышлака и Туаркыра. Оказалось, что они представляют собой не мезозойские складчатые сооружения, а предгорные или межгорные прогибы герцинид, в общем сходные с краевым прогибом Южного Урала, выполненным мощными пермскими и триасовыми толщами.

Таким образом, в результате исследований А. Л. Яншина не только коренным образом изменились представления о простираниях складчатых сооружений фундамента, но изменилось в своей основе тектоническое районирование Средней Азии; с ее лица исчезли мезозойды и стало возможным рассматривать все пространство восточнее Каспийского моря от Урала до Копетдага в качестве молодой платформы с герцинским складчатым основанием.

* *
*

За последние 20—25 лет изучение тектоники молодых платформ продвинулось далеко вперед. Были осуществлены огромные объемы геофизических исследований и глубокого бурения. В недрах молодых платформ были открыты крупнейшие нефтегазоносные бассейны, залежи железных руд и другие полезные ископаемые. В ходе этих работ совершенствовалась методика исследований. Представления о молодых платформах и их структуре уточнялись в процессе составления тектонических карт СССР (Шатский, 1953, 1956), Европы (Шатский, Богданов, 1964) и Евразии (Яншин, 1966), в котором принимали участие А. Л. Яншин и его ученики. Постепенно рождалась, если можно так сказать, теория молодых платформ, т. е. обобщенная система научных представлений, включавшая общие закономерности их строения и развития. Значительно ранее возникли и развились теории других основных тектонических элементов континентов — геосинклиналей (Э. Ог, А. А. Борисяк) и древних платформ (Г. Штилле, Н. С. Шатский). Молодые платформы в этом отношении относительно отстали. Это вполне понятно, если сравнить геосинклинальные области, древние и молодые платформы по их доступности геологическим исследованиям. Первые обычно обладают горным рельефом и прекрасно обнажены; вторые приподняты и местами прорезаны речными руслами до основания чехла, до кристаллического фундамента, в равнинных участках междуречий здесь часто обнажения коренных пород различного возраста; третьи относительно глубоко погружены и затянuty чехлами молодых отложений. Если геосинклинальные области могли исследоваться методами обычной геологической съемки с применением топографических карт и горного компаса, то древние платформы из-за полого залегания слоев и слабой выраженности дислокации требуют уже инструментальной съемки, молодые же платформы требуют особой методики исследования, основанной на изучении унаследованных дислокаций и са-

1137

мого широкого применения геофизики. В этом же порядке идет и открытие залежей полезных ископаемых. Первые разрабатывавшиеся в СССР и в США нефтяные месторождения тяготеют к геосинклинальным областям (Кавказ, Предапалачский прогиб), следующие открытия были приурочены к древним платформам, и только потом уже нефтяники вышли на просторы молодых платформ.

В связи с перспективами поисков полезных ископаемых разработка теории молодых платформ приобретает очень большое значение. Многие исследователи сейчас участвуют в этом полезном деле. Среди них можно назвать имена М. Ф. Мирчинка, В. Н. Соболевской, Н. Г. Чочиа, Н. Ю. Успенской, Ф. Г. Гурари, Н. Н. Ростовцева и многих других. Ряд общих положений этой теории сформулирован или намечен А. Л. Яншиным и его учениками (Гарецкий и др., 1965, 1966; Яншин, 1965).

Первым признаком молодых платформ считается унаследованность плана строения чехла от плана структур фундамента, причем процесс унаследованного развития продолжается не более 150—200 млн. лет после завершения складчатости фундамента. Таким образом, чем позднее в данном участке платформы завершилась складчатость фундамента, тем интенсивнее проявляется унаследованная тектоника.

Второй признак молодых платформ — двухъярусность строения чехла. Примером нижнего структурного яруса служат отложения, выполняющие Челябинский грабен. Нижний структурный ярус молодых платформ, обычно выполняющий грабены или обширные депрессии, достигает мощности в несколько километров и образован специфическими формациями: в континентальной фации — угленосными толщами, в морской — темными аргиллитами с сидеритовыми песчаниками; присутствуют прослои основных, реже кислых эффузивов.

Третье отличие молодых платформ от древних: размах и дифференцированность тектонических движений здесь в несколько раз больше.

Наконец, крупные структурные элементы молодых платформ (класса антиклиз и синеклиз) по сравнению с древними платформами более линейны, что связано с явлениями унаследованности. Здесь могут присутствовать линейные выходы фундамента типа хребтов, гряд и кражей. Чехлам молодых платформ свойственны специфические структурные формы, такие как единичные мегантиклинали и системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, которые в отличие от валов древних платформ наследуют складчатые структуры фундамента.

Молодые и древние платформы во многом сходны и могут рассматриваться как члены одного эволюционного ряда тектонических структур.

* *
*

За последние четыре десятилетия достигнут огромный прогресс в изучении молодых платформ, в чем весьма видная роль принадлежит нашему юбилею.

Дальнейшая разработка теории молодых платформ представляется чрезвычайно актуальной. В связи с выходом на шельфовые просторы



ва мы должны обладать твердым и систематическим знанием областей суши, наиболее близких по своему геологическому строению к шельфам. Использование выясненных на суше закономерностей в процессе исследований и разведки недр морского дна, несомненно, существенно повысит эффективность этих работ. Сейчас по молодым платформам накопился большой геологический и геофизический материал. Известны различные по величине и форме молодые платформы на разных континентах (Урало-Сибирская, Западно-Европейская, Австралийская, Мексиканского залива и т. д.). Насущной задачей тектоники является проведение сравнительного анализа молодых платформ, выделение и обоснование различных типов (классификация) и исследование их генезиса как с позиций связи с предшествующим геологическим развитием, так и с позиций связи с глубинными процессами, протекающими в недрах Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Геолразведиздат, 1932.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Ч. I. Гостонтехиздат, 1941.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1933.
- Архангельский А. Д. и др. Краткий очерк геологического строения СССР. Изд. АН СССР, 1937.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Чехлы молодых платформ.— В кн. «Тектоника Евразии». М., «Наука», 1966.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Типы структур молодых платформ.— Геотектоника, № 1, 1965.
- Соболевская В. Н. Об этапах тектонического развития ограниченных эпипалеозойских плит.— В сб. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., «Наука», 1965.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. 1938. Избр. тр., т. II. М., «Наука», 1964.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.
- Шатский Н. С. Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 4 000 000. М., 1953.
- Шатский Н. С. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Шатский Н. С., Богданов Н. А. Международная тектоническая карта Европы. М., 1964.
- Яншин А. Л. Тектоника Каргалинских гор.— Бюлл. МОИП, сер. геол., № 2, 1932.
- Яншин А. Л. Тектоника Северного Приаралья.— Докл. АН СССР, т. 23, № 8, 1939.
- Яншин А. Л. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии района Чущакульской антиклинали.— Тр. Ин-та геол. наук, вып. 32, Изд. АН СССР, 1940.

- Яншин А. Л. Геологическое строение Северо-Западного Приаралья.— В кн. «Матер. по геологии Центрального Казахстана». Изд. АН СССР, 1940.
- Яншин А. Л. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5—6, 1945.
- Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.
- Яншин А. Л. Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000. М., 1966.
- Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В сб. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., «Наука», 1965.
- Choubert G. (Gen. Co-ordinator). Carte tectonique internationale de l'Afrique. M 1 : 5 000 000. A.S.G.A./Unesco, 1968.
-

Г. Л. ПОСПЕЛОВ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЭНДОГЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ

Последнее десятилетие энергичного роста геологических и геофизических знаний об общих закономерностях в строении и развитии Земли характеризуется появлением обобщений, связанных с информацией нового качества, недостижимой ранее, широким развитием пространственно-временного объемного анализа перекрестных связей между различными геологическими явлениями и углублением геологии в область, пограничную с физикой и химией. Проблемы геологической эволюции планеты, изменений типов и характера геологических структур и движений в процессе ее развития практически уже вышли за пределы натур-философских споров о циклическом и направленном развитии Земли, поскольку новые материалы позволили перейти от обобщений, производимых на основе приблизительных схем, к обобщениям на основе достаточно детальных геологических и геофизических карт и разрезов.

Фундаментальные работы, подобные «Тектонической карте Евразии», впервые давшей довольно подробное объемное картографическое обобщение тектоники и магматизма земной коры для крупнейшего материка планеты (Яншин, 1965); «Тектоника Евразии», 1966), не оставили места ни для пресловутого «европоморфизма» с характерной для него интерпретацией геологических закономерностей, выявленных в Европе, как канонов общепланетного значения, ни для антиэволюционных представлений. Этому же содействовали успехи в деле подробного расчленения и специального картирования древнейших толщ Земли, что позволило более основательно судить о характере ее эволюции с древнейших времен. В свете всех подобных материалов геотектоническая эволюция Земли стала твердо доказанным фактом, в связи с чем вопрос о ее наиболее общих закономерностях и о доле ответственности больших глубин за процессы, протекающие на поверхности планеты, приобрел значительно более конкретный, чем ранее, смысл. В свою очередь это содействовало развитию объемного геотектонического анализа (Косыгин, 1970) и вовлечению в орбиту модельных представлений о строении и развитии Земли все более глубоких ее горизонтов и все более широкого круга явлений, протекающих на различных уровнях и различных частях планеты.

В связи с этим значительно обострился вопрос о внутренней противоречивости форм геотектонического развития Земли, чему особенно содействовало появление новых сведений об особенностях строения океанического ложа, полученных в результате массивных исследований последних лет, которые вскрыли разительные различия между структурами океанической и континентальной коры (Mason, Raff, 1966; Деменицкая, 1967).

Становится все более ясным, что любые концепции развития Земли и физические модели этого развития не могут обойти данного вопроса. Именно под его влиянием произошло известное обострение различий во взглядах между так называемыми фикситами и мобилистами, вертикалистами и горизонталистами. Однако такое обострение, в сущности, имеет не фактографическую, а скорее методологическую основу. Добытые геологией и геофизикой факты позволяют достаточно аргументированно говорить, например, и о значительном влиянии глубин Земли и вертикального энергомассопереноса на развитие геологических процессов, и, одновременно, о существовании движений типа дрейфа, во многом протекающих без столь очевидного влияния больших глубин, но сказывающихся на многих важнейших особенностях структуры и развития коры. Поэтому, когда стремятся свести вопрос о противоположностях в формах геотектонического процесса к альтернативному решению, в основе этого, как нам кажется, следует искать прежде всего влияние философских убеждений, согласно которым не может быть двух противоположных начал в развитии единого геотектонического процесса. В связи с этим, если имеются новые факты и физические теоретические объяснения, свидетельствующие в пользу одного из двух противоположных по характеру взглядов на геотектонический процесс, то, исходя из альтернативной концепции, они нередко принимаются за утверждение его как единственно правильного. Все это удивительным образом напоминает спор между «волновиками» и «корпускулярниками» в истории развития теории света, в которой принимали участие крупнейшие физики и математики. В ходе этого спора, продолжавшегося более двухсот лет, экспериментальные и теоретические доказательства того, что свет имеет волновые свойства, рассматривались как факты, говорящие против его корпускулярной природы, и наоборот. Как известно, спор закончился признанием того, что свет является и волновым и корпускулярным процессом одновременно, проявляющим свои полярные свойства в разных формах и при разных обстоятельствах. Но для этого потребовалась не компиляция обеих точек зрения, основанная на методе взаимных уступок, а новая точка зрения на физическую сущность материи. Нам представляется, что споры между «фикситами» и «мобилистами» имеют подобный же характер и требуют преодоления. Для этого прежде всего необходимы поиски таких точек зрения на сущность данного противоречия, при которых его объективно доказываемые стороны, выглядевшие в свете прежних теоретических позиций как несовместимые, приобрели бы совместный характер как со стороны, отражающие внутреннюю противоречивость развития единой геологической системы.

Определенные возможности в этом отношении содержатся в трансформации представлений о геологических динамических системах, дина-

мыка которых выражается геологическими средствами («подвижные зоны», «зоны консолидации» и т. д.), в более идеализированные геолого-физические динамические системы, динамика которых выражается существенно физическими средствами (Поспелов, 1968). Поскольку автор настоящей статьи специализируется в данной области, ему показалась заманчивой задача рассмотреть в самом общем виде вопрос о существовании некоторых противоположных форм проявления геотектонического процесса и его общей эволюции посредством анализа геотектонических динамических систем как геолого-физических систем различных типов. Поскольку трансформация геологических моделей в физические требует определенного упрощения и выявления некоей физической основы рассматриваемой системы, были использованы методы обостренного «оголения» существа задачи посредством снятия усложняющих промежуточных форм и рассмотрения главным образом «крайних» случаев, через которые наиболее ярко раскрывается суть явления. В связи с этим наметились новые возможности для построения некоей геотектонической концепции, имеющей определенные истоки во взглядах предшественников, но вместе с тем обладающей определенной самостоятельностью. С позиций этой концепции открываются некоторые новые пути для гипотетических построений в области анализа геолого-физических систем. В данной статье рассматривается только общетектоническая часть вопроса и намечаются только самые общие по содержанию геолого-физические модели.

Автора побудили к настоящей работе теоретические собеседования с А. Л. Яншиным, Ю. А. Кузнецовым и К. В. Боголеповым, а также размышления над некоторыми аспектами теоретических концепций, касающихся вопросов о путях и формах геотектонической эволюции Земли и общих закономерностях ее тектоники и магматизма, которые содержатся в работах Г. Д. Ажгирея (1960), Е. А. Артюшкова (1968, 1970), А. Д. Афанасьева (1964), В. В. Белоусова (1956, 1966, 1967), К. В. Боголепова (1965), А. П. Виноградова (1961, 1962, 1967), Р. М. Деменицкой (1967), Ю. А. Косыгина (1970), Ю. А. Кузнецова (1964, 1967), П. Н. Кропоткина (1953, 1967, 1968), Е. А. Любимовой (1968), В. А. Магницкого (1965, 1968), А. В. Пейве (1945, 1956, 1961), Н. С. Шатского (1948), Ю. М. Шейнманна (1959, 1970), А. Л. Яншина (1965, 1967) и других советских ученых, ведущих в настоящее время активный теоретический поиск на уровне широких обобщений по теории Земли. При этом особое стимулирующее влияние на автора оказало изучение «Тектонической карты Евразии» (1966), составленной коллективом геологов под редакцией А. Л. Яншина.

ЭВОЛЮЦИЯ СТИЛЯ ТЕКТОНИКИ КОРЫ И ОБЩАЯ ЕЕ НАПРАВЛЕННОСТЬ

Эволюция ячеистого стиля структуры коры в блоково-линейный. Среди средств выражения общих особенностей внутренней геодинамики планеты и ее эволюции большими возможностями, в смысле определения сущности данного явления, взятого в целом, обладают характеристики стилей не-

посредственно наблюдаемых структур, их исторических изменений и связей с геолого-физическими типами геотектонических движений. Вопросы стиля тектонического строения и элементов его эволюции в последнее время стали все больше привлекать к себе внимание, в результате чего наметились некоторые общие закономерности, разбор которых содержится в упомянутых выше и других работах Н. С. Шатского, В. В. Белоусова, К. В. Боголепова, А. В. Пейве, А. Л. Яншина, П. Н. Кропоткина, Ю. А. Косыгина, Ю. М. Шейнманна и др. Не вдаваясь в рассмотрение отдельных высказываний, можно наметить — на основе всех этих обобщений — следующую общую схему.

Главнейшее проявление эволюции стиля тектоники коры — это обнаруженные в результате изучения древнейших толщ Земли фундаментальные его изменения, происшедшие в докембрии. Как отметил Ю. М. Шейнманн (1970), становится все более вероятным и доказанным, что древнейшие структуры в основе своей не были линейными. Они представлены системами неправильно разбросанных сложных куполовидных ячеек, интенсивно дислоцированных внутри, особенно по краям, и разделенных промежутками со значительно менее интенсивной складчатостью. Размеры таких куполообразных форм («овоидов» и амбовидных образований, по Л. И. Салопу и Ю. М. Шейнманну) в поперечнике от десятков до сотен километров.

В отличие от этих структур, характеризующихся распределением тектоноактивных ячеек в менее тектоноактивном поле, образующем сетку межъячеекковых более «спокойных» промежутков, последующие структуры характеризуются прямо противоположными свойствами. Они могут быть определены как блоковые структуры, в которых блоки представлены менее подвижными участками, распределенными в более подвижном поле, образующем сетку тектонически активных межблоковых промежутков. В наиболее крупномасштабном для континентов плане это проявилось в виде разделения коры на платформы и на окружающую их сетку геосинклиналей, в пределах которых концентрируется максимум геологических движений всех типов. Это можно квалифицировать как инверсию стиля структуры геодинамического поля коры. Перестройка этого стиля началась с усиления внутри некоторых крупных ячеек (куполов) уже имевшихся там линейных структур и развития у них черт, близких к геосинклинальным, как, например, в Южной Африке (Шейнманн, 1970), а также со становления ядер стабилизации в виде обширных древних платформ изометричных или неправильных очертаний, разделенных столь же обширными геосинклинальными зонами. Это произошло, по-видимому, во второй половине архея или в начале протерозоя.

Дальнейшая эволюция структур блокового типа характеризуется увеличением количества типов структур, различающихся по стилю и интенсивности следов происходящих движений, и числа основных геотектонических единиц, на которые расчленяется кора. Происходит рост средней контрастности в дифференциальном распределении движений в коре и увеличение средней скорости чередования циклических явлений («Тектоника Евразии», 1966). В геометрическом отношении общая тенденция в эволюции стиля структур с самого начала выразилась в

увеличении удельной роли линейных элементов (Шейнманн, 1970). Это привело к значительному отличию молодых платформ и геосинклиналей от древних и к широкому развитию таких структур, как глубинные разломы. Как уже отмечалось, ранние следы формирования шовных структур глубинноразломного типа появились еще в архее, особенно в период инверсии стиля структур и движений коры. Однако глубинные разломы — это нечто более широкое по своему значению, чем разломы, сопутствующие геосинклиналям и сопровождающие их развитие. Их самостоятельное значение и сквозное наложение на структуры геосинклинального и платформенного типов приобрели четкость в первой половине палеозоя, а к середине последнего глубинные разломы стали в ряд важнейших геотектонических структур коры и мантии.

Этап формирования глубинных разломов и приобретения ими ведущего значения в структуре коры явился, в сущности, этапом постепенной перестройки стиля линейно-блоковых структур и эволюции геосинклинально-платформенных структур в разломно-глыбовые структуры. Это проявилось, на наш взгляд, во-первых, в том, что оба типа структур оказались связанными через развитие шовных разломов, разделяющих геосинклинальные и платформенные элементы, что придало платформам характер тектонических глыб. Вместе с тем глубинные разломы начали формироваться как структуры, имеющие ряд общих свойств с геосинклиналями. Действительно, важнейшее значение в этом плане имеет то, что глубинные разломы являются не только глубокопроникающими разломами, тектоническими границами и сквозными флюидоводами, но и структурами, обладающими самостоятельным внутренним развитием геосинклинального стиля. Именно в этом, на наш взгляд, состоит основной смысл заложенного А. В. Пейве (1945, 1956) и развитого рядом тектонистов учения о глубинных разломах. Как и в геосинклиналях, в пределах определенных зон глубинных разломов осуществляются нисходящие и восходящие движения, сказывающиеся на формировании линейных прогибов и выступов, грабен-синклиналей и горст-антиклиналей, на мощности и характере осадков; вдоль многих зон глубинных разломов развиваются зоны интенсивного метаморфизма, ламинарных течений, конседиментационной складчатости. Развитие зон глубинных разломов, как и геосинклиналей, сопровождается генерацией потоков вещества и энергии, в том числе мамообразующей. Вместе с тем глубинные разломы имеют все переходы к обычным разломам, т. е. нарушениям сплошности. Они могут быть представлены широкими зонами повышенной трещиноватости и узкими разрывами, по которым происходят тектонические смещения. Таким образом, есть основания к тому, чтобы рассматривать глубинные разломы как переходную форму от структур геосинклинального типа со сложным внутренним развитием к структурам трещинного типа, основной этап формирования которых заканчивается в период линейной концентрации напряжений и образования разрыва сплошности. Далее зоны разрывов ведут себя как тектонически ослабленные зоны, границы раздела тектонических глыб и сквозные флюидоводы. Если глубинный разлом геосинклинального типа является структурой с элементами активного внутреннего развития, то глубинный разлом трещинного типа — это пассивно развивающаяся

ся структура, некоторая предельная форма концентрации и вырождения тектонической энергии.

В целом геосинклинали и глубинные разломы можно охарактеризовать как активные «стоковые структуры» коры, по которым происходят главные стоки глубинной энергии и глубинного вещества. Стоковыми структурами являются и просто разломы, но это уже предельные, пассивные стоковые структуры. Являясь результатом дифференциации и перераспределения общих напряжений разряжающихся через деформацию, разломы могут быть следствием как глубинных движений, так и движений, связанных с другими причинами, например, общими ротационными эффектами, гравитационным соскальзыванием и др. В том и в другом случае разлом — это остро локальная форма концентрации и вырождения напряжений. Основным показателем вырождения является образование «пустоты», которая возникает при появлении трещин на месте сплошной среды путем разрыва межмолекулярных когезионно-адгезионных связей, обеспечивающих сплошность макросреды, состоящей из микрокомпонентов.

Таким образом, ряд геосинклиналь — глубинный разлом — разлом мы можем рассматривать как ряд «стоковых структур», крайние члены которых противостоят друг другу как активные и пассивные стоковые системы. В отличие от куполовидных ячеек конвективного типа, присущих древней коре, которые тоже являются активными стоковыми структурами, так как несут следы наибольших энергетических воздействий, геосинклинально-разломный ряд структур является линейным. Характеризуя эволюцию коры с этой стороны, мы можем ее квалифицировать как переход от пятнистых (цилиндрических или конических) активных стоковых структур к линейным.

Однако это не означает, что произошло полное вырождение пятнистых тектонических структур в «линейный» этап развития тектонического стиля поверхности коры. Примерами структур подобного же типа могут служить «кольцевые» и «вихревые» структуры последокембрийского времени. Количество подмеченных структур такого рода непрерывно увеличивается. К ним относятся кольцевые структуры, более или менее отчетливо связанные с некоторыми типами магматизма (Авдеев, 1965; Чурилин, Пшеничный, 1968), или с особыми полями планетарных деформаций вихревого типа (Ли-Сы-Гуан, 1958), или же с влиянием конвективных течений на региональные деформации, как в случаях фестончатых структур островных дуг («Островные дуги», 1952). В известной мере к кольцевым структурам предельно крупного типа, по-видимому, можно отнести и такую очерченную кольцеобразной системой глубинных разломов структуру, как впадина Тихого океана. Известно, что кольцевые тектонические (тектоно-магматические) структуры распространены на Луне и открыты на Марсе (Каттерфельд, Хедервари, 1968). Это может свидетельствовать о характерности структур такого типа для тектоники планет с твердой поверхностью.

Общие особенности «линеизации» структур коры. Как ячейстые, так и глыбовые структуры коры характеризуются сетчатостью межъячеечных и межглыбовых пространств. Эволюция общего стиля тектонических

структур включает также и эволюцию стиля структуры таких пространств, выражающуюся в нарастании ее упорядоченности. Для древних ячеистых структур характерно петельчатое общее строение межъячейковых пространств, которое в более грубых чертах проявляется и в ранних блоковых структурах. Первоначальные межблоковые (межплатформенные) геосинклинальные пространства также образуют в совокупности петельчатые поля. Однако в дальнейшем, в период развития молодых платформ и геосинклиналей, стиль структур, обусловленных общим распределением геосинклинально-складчатых зон и глубинных разломов, приобретает более упорядоченный линзово-призматический характер. Именно такой общий стиль характерен для мозаики геотектонических единиц, на основе выделения которых производится обычное геотектоническое районирование. Такие структуры имеют сопряженно-вложенный характер, их мозаика является составной, так как их границы в общем не пересекаются друг с другом, а только виргируют или объединяются. Однако помимо них существуют структуры, имеющие еще более упорядоченный характер. Ими являются пересекающиеся системы сквозных разломов, и прежде всего зон глубинных разломов, наложенных в виде решеток на структуры сопряженно-вложенного типа. Подобные сквозные разломы обычно фиксируются по ряду показателей. Они проявляются пунктирно, включают отдельные звенья изгибающихся и виргирующих разломов, участвующих в сопряженно-вложенных структурах, и протяженные сквозные зоны повышенной трещиноватости. Общеположенная сквозная решетчатая трещинная макроструктура, закартированная первоначально как особый тип геотектонической структуры на территориях Дальнего Востока, Казахстана и Южной Сибири (Радкевич, 1956; Щерба, 1955; Поспелов, 1957), была в дальнейшем выявлена по геолого-геофизическим данным в ряде других территорий, и в том числе на Урале (Огарин, 1968). Последний случай интересен тем, что резко выраженные линейные складчато-разломные структуры Урала, казалось бы, исключали независимую от них региональную решетку трещинных зон. Важной особенностью подобных сквозных решеток трещинных зон является их полимасштабность (Поспелов, 1957, 1959), т. е. сосуществование самостоятельных решеток с разным «шагом» между трещинными зонами: от шага, исчисляемого многими десятками (в некоторых случаях сотнями) километров, до шага в несколько метров и десятков сантиметров (решетка трещин отдельностей) и меньше. Подобную дискретную полимасштабную систему сквозных решетчатых структур, практически охватывающих, по-видимому, всю кору планеты, мы предложили называть «геотектонической решеткой». Позднее Шульц предложил для такой структуры термин «планетарная трещиноватость».

Небезынтересно, что трещинные решетки были обнаружены также на Луне и Марсе, причем в последнем случае в весьма развитых формах (Каттерфельд, Хедервари, 1968). Вероятно, сквозные решетчатые трещинные структуры (как и кольцевые структуры) следует считать характерными для развитых планет коровыми структурами земнопланетного типа.

Существование линейной решетчатости в структуре коры, в сущности, было намечено уже давно, со времени работ Эли де Бомона и Кирхера.

Вопрос о существовании закономерной ориентировки относительно градусной сети крупнейших морфоструктурных элементов земной коры, ее горных хребтов, зон складчатости, очертаний материков и т. д. рассматривался многими геологами. Линии такой ориентировки в конце концов были отождествлены с линиями длительно существующих разломов, которые получили у Р. А. Зандера (1938) название «линеаментов». Последующими работами Н. С. Шатского, А. В. Пейве, В. В. Белоусова, А. Л. Яншина, Гоббса, Вениг-Мейнеса, Т. Н. Каттерфельда и многих других было подтверждено существование закономерной сетки различных планетарных и локальных линейных элементов, отражающей разломную тектонику коры и состоящей минимум из четырех систем, ориентированных в меридиональном, широтном, с.-з. и с.-в. направлениях.

Однако в этом общем выводе необходимо, на наш взгляд, разделить его составные части. С одной стороны, следует выделить как важную закономерность в мозаике структур коры наличие перекрестных линейных координаций различных ее структурных элементов независимо от того, имеют они отчетливо выраженные связи с разломами или такие связи только предполагаются. На существование таких сквозных координаций около 20 лет назад обратил внимание Н. С. Шатский, впервые показавший на примере Кавказа и Русской платформы существование сквозных неразломных дислокаций, общих как для геосинклинальных областей, так и для платформы (Шатский, 1948). Вопрос о положении на сложную линзово-призматическую мозаику сопряженно-вложенных геотектонических единиц, сквозной решетчатой мозаики линейно-координированных геотектонических элементов рассматривался нами (Поспелов, 1957, 1959). Было предложено некоторое более широкое по генетическому смыслу, чем линеамент, понятие о «координационных тектонических зонах», вдоль которых обнаруживается линейная координация локальных структур различного типа и генезиса. При этом среди различных типов линейно-координирующихся структур были, в частности, выделены сквозные линейные координации различно ориентированных впадин и выступов, границы крупных скоплений интрузивов и другие структурные элементы, связь которых с разломами не очевидна. Линейные координационные зоны проявляются во всех масштабах — от планетарных до узколокальных, характеризуя тем самым как бы всепроникающее значение линейных координаций структурных элементов коры.

Что касается утверждения о деформационной природе подобной линейной координации, выраженной в ее обусловленности трещинной тектоникой, то оно, по нашему мнению, не является универсальным, исчерпывающим физическую сущность данной закономерности. Дело в том, что линейные структуры, в том числе решетчатого типа, проявляются не только в твердых телах, но и в телах жидких и газовых. Приведу два примера крупномасштабных проявлений такого рода, имеющих известные морфологические аналогии с тем, что мы наблюдаем в коре Земли. Вероятно, многие обращали внимание на то, что в структурах маломощного облачного покрова, состоящего из конвективных облачных ячеек, морфологически имеется много общего с распределением гранитоидных массивов. Здесь проявляются не только роевые, но и линейные ассоциации таких

ячеек. Линейные пояса их концентрации могут протягиваться как в параллельных, так и в перекрещивающихся направлениях. На некоторых снимках облачного покрова, снятых с невысоких спутников, можно видеть прямолинейные ряды кучевых облаков, протягивающиеся на многие десятки и даже сотни километров. В более плотных массах конвективной облачности часто наблюдаются трещиноподобные просветы, т. е. линейные участки, где конденсация паров отсутствует. Они протягиваются порой на значительные расстояния (до десятков километров), существуют достаточно долго (многие минуты) и образуют иногда многосистемные геометрические ассоциации, живо напоминающие трещинную решетку, не имея, однако, отношения к деформационной линейности и решетчатости.

Особый интерес представляют элементы линейности в структурах атмосферы Солнца, представляющего газовое космическое тело. На первый взгляд, гранулярно-сетчатая структура, характерная для поверхности Солнца, лишена линейных элементов. Однако на детальных снимках грануляции можно видеть, что узкие темные прожилки, окружающие многоугольники гранул, часто объединяются в полосы, простирающиеся на расстояния более чем одна гранула. Местами это узкие и длинные параллельные трещиноподобные полосы, отстоящие друг от друга на соизмеримых расстояниях и образующие взаимно пересекающиеся системы (Зирин, 1969, рис. 82, *a*). В крупном масштабе элементы линейности проявляются в виде линейных группировок солнечных пятен, образующих «пояса» солнечных пятен, а также зоны группировки флоккулов и волокон хромосферы, ориентация которых также обладает определенными пространственными закономерностями. Так, на синоптических картах волокон и флоккулов, построенных на градусной сетке Солнца, отчетливо видны решетки, подобные решетке земных линейных элементов (Зирин, 1969, рис. 93). На синоптических картах магнитных полей Солнца (там же, рис. 100) видно, что магнитные поля, как положительные, так и отрицательные, группируются в цепочки и вытягиваются в определенных перекрещивающихся направлениях или имеют углообразную и крестообразную конфигурацию с ориентацией элементов, соответствующей общей ориентационной решетке. Подобные эффекты, ведущие к появлению прямоугольных и других решеток из просветов между гранулами, накладывающихся на общую сетку этих просветов, известны из экспериментов с конвективными системами, претерпевающими общее движение в плоскости, поперечной к осям конвективных ячеек или формирующихся в ориентированных физических полях, например магнитных.

Таким образом, линейность и решетчатость распределения максимумов и минимумов напряжений и движений в физическом поле свойственны не только полям механических напряжений и деформаций, но и другим физическим полям. По-видимому, это явление относится к числу фундаментальных законов природы, которые проявляются как на уровне микромири (ориентационные межатомные и межмолекулярные связи, кристаллические решетки, полимерные цепи и т. п.), так и на различных макроуровнях, включая масштабы крупных космических тел. Поэтому, говоря о линейной тектонике коры, нельзя отождествлять все проявления такой линейности с деформационной, разломной линейностью, не разобрав-

пись в физике данного вопроса, которая даже в отношении решетки линейных элементов является пока еще во многом неясной. Но можно с определенностью говорить о том, что для послепалеогенового этапа развития коры характерно прогрессивное развитие деформационных линейности и решетчатости, имеющих сложные взаимоотношения с упоминавшимися выше линейностью и решетчатостью, возможно, недеформационного происхождения.

Из сказанного вытекает также вывод о том, что линейность и решетчатость в структуре Земли в принципе могут иметь место не только в коре, где существуют условия, благоприятные для образования и сохранения разломов, но и в более глубоких горизонтах Земли. Поскольку примеры линейных и решетчатых структур известны даже в некоторых газовых телах, мы вправе предполагать возможность их формирования и на больших глубинах Земли. К этому, в частности, побуждают данные о существовании внутриземной конвекции и электромагнитных полей, влияющих на внутриземную миграцию и распределение вещества и в принципе способных при определенных условиях порождать линейные и линейно-решетчатые структуры.

Усиление элементов линейности и линейной решетчатости в структуре коры, с одной стороны, связано с прогрессивным разрастанием зон разломов и линейных координаций в ходе повторных движений, обогащением их новыми деталями и т. д. В результате этого первоначально слабо выраженные разломы и линейные координационные зоны постепенно становятся более четкими и прослеживаемыми на больших пространствах. В этом, на наш взгляд (Поспелов, 1957), состоит одно из главных проявлений принципа унаследованности в тектонике, выдвинутого как важный закон геотектонического развития коры Н. С. Шатским и разработанного на многих примерах А. Л. Яншиным и А. В. Пейве. Вместе с тем унаследование — только одна сторона этого развития. Другая, противоположная его сторона представлена эволюцией структур путем возникновения новых наложенных сквозных форм. Эта сторона эволюции коры особенно четко обозначилась в ходе составления тектонической карты Евразии («Тектоника Евразии», 1966). Например, если в западной части Евразии проявилось унаследование устойчивых блоков коры — платформ, которые последовательно наращивались более молодыми складчатыми зонами, то на востоке Азии происходил процесс сетчатой инверсии устойчивых блоков. Площади древних платформ здесь последовательно уменьшались, так как на них в разные эпохи закладывались молодые эпикратонные опускания — геосинклинали. Вместе с тем здесь шло заложение структур сетчатого типа, не укладывающихся в представления о платформах и геосинклиналях. Это особая категория регенерированных и наложенных структур — впадин и прогибов, таких как наложенные впадины тихоокеанского типа на востоке Азии и др. Особенно характерно широкое развитие здесь неотектонических впадин, которые образуют своеобразную сетчато-блоковую структуру с высокой степенью упорядоченности, свойственную областям эпициклоформенного орогенеза. Именно для более молодых структур коры особенно характерно широкое распространение глыбовых форм ее развития, таких как активизация, ревивация и ди-

ва. Такие структуры, развивающиеся в основном путем сквозного наложения, характеризуются линейно-решетчатыми глыбовыми движениями большой амплитуды, осадконакоплением в приразломных прогибах и впадинах, интенсивным интрузивным и эффузивным магматизмом и специфическими процессами рудообразования (Масайтис, Старицкий, 1964).

Поразительные проявления остролинейных структур обнаружены в океанах. При составлении карт аномального магнитного поля океанов (Mason, Raff, 1961; Bullard, 1962; Деменицкая, 1967) выявилось, что магнитное поле глубоководного ложа характеризуется волокнистой, упорядоченной, зачастую симметричной структурой. Оно как бы причесано под гребенку. Это позволило Е. Булларду назвать океаническое магнитное поле «зевровым». В отдельных местах ориентировка аномалий является исключительно прямолинейной на очень больших расстояниях (тысячи километров). Важнейшую роль в структуре океанов играют протяженные линейные сравнительно узкие структуры — срединные хребты, характеризующиеся высокой сейсмичностью, высокими тепловыми потоками и т. д., а также удивительным сходством магнитного поля для срединных океанических хребтов различных океанов (Менард, 1966). Для океанов вообще характерна линейно-глыбовая структура системы кулисных и лестничных молодых разломов большой протяженности.

Энтропийный фактор эволюции тектоники коры. Попробуем охарактеризовать эволюцию стиля тектоники коры через самые общие показатели, такие как упорядочение и рассеяние и т. п., рассмотрев этот вопрос с позиций энтропии, поскольку в общем случае эволюционные процессы в неорганическом мире характеризуются возрастанием энтропии.

Прежде всего, если оценивать общее направление эволюции стиля структур коры с геометрической стороны, следует подчеркнуть не только прогрессивное усиление линейзации структур коры, но и общую тенденцию к упорядочению этих структур. Это можно представить в виде следующего ряда стилей структур коры, в известной мере проникающих друг в друга, последующие члены которого приобретают по ходу эволюции все большее относительное значение:

ячеисто-петельчатые (древнейшие),

линейно-блоковые петельчатые (характерны для древних платформ и геосинклиналей),

линейно-блоковые линзово-призматические (характерны для молодых платформ и геосинклиналей и раннеблоковых структур),

линейно-блоковые, призматически-решетчатые и сетчатые, план-параллельные (характерны для разломно-глыбовых структур средних и поздних стадий развития материковой коры и структур океанической коры).

Этот ряд можно рассматривать как показатель нарастающего упорядочения, характеризующего прогрессивное возрастание геометризации внутреннего строения механодинамических систем коры, умножения структурного их разнообразия и увеличение роли в геодинамике коры структурных взаимодействий различных ее элементов, развитие которых происходит при все более тесном сопряжении их друг с другом (происходит нечто подобное тому, что имеет место при структурной эволюции фазово-агрегатных состояний вещества, в ходе вырождения его кинетической энер-

тии: на путях эволюции от газового состояния через жидкое к твердому происходит гамма структурных изменений, характеризующаяся нарастанием упорядочения микроскопической структуры вещества). Это можно назвать принципом упорядочения тектонических структур коры, который имеет прямые и тесные связи с принципом унаследования и служит одной из форм выражения возрастания энтропии геологических динамических систем коры в ходе общей эволюции Земли.

Энтропийный фактор проявляется и в других формах. В ходе эволюции основных стоковых структур происходит «обострение» этих структур. Это видно как из уменьшения ширины геосинклинальных зон от древних к молодым, так и из развития зон глубинных разломов, приобретающих все более «острый», собственно трещинный характер и все большее расчленение. В целом происходит как бы прогрессивная концентрация стоковых явлений в узких зонах и вместе с тем рассеяние этой энергии по множеству предельных по линейности стоковых структур. Это тоже можно рассматривать с точки зрения энтропийного фактора, что в принципе дает возможность исчислять некоторые показатели эволюции коры на базе энтропийного анализа по функции распределения стоковых явлений.

Среди показателей возрастания энтропии коры — как свидетельства направленной эволюции геологического развития Земли — следует выделить также деградацию механоактивности коры.

Мы понимаем под механоактивностью способность механодинамической системы, возбужденной внешним влиянием, порождать собственные, как бы вторичные активные структурообразующие движения, поскольку в механодинамической системе проявляется дифференциация внешних сил внутри данной среды, создающая производные напряжения; с другой стороны, в ней возникают микропроцессы, обусловленные особенностями столкновений и взаимодействий атомов и молекул, активированных наложенными физическими полями (гравитационными, тепловыми, электрическими и т. д.).

В период формирования древняя кора представляла высокоактивную подвижную среду, способную порождать общие дифференциальные движения под влиянием не только общих механических напряжений, но и механической неустойчивости, обусловленной взаимодействием гравитационных сил, термических градиентов и т. д. Это вызывало в ней движения, направленные к установлению равновесия, которые проявлялись не только в виде механических деформаций, но и в виде дифференциальных потоков конвективного типа. В качестве равновесной формы проявления механодинамичности в такой активированной системе сформировалась многоцентровая конвекция, проявляющаяся как ячеистое тектоническое течение — с развитием ячеистых стоковых структур. Движения в последних в значительной степени протекали на микроскопическом (молекулярном и субмолекулярном) уровне, в связи с чем механодинамический процесс сопровождался метаморфогенными и магматогенными явлениями.

Инверсия стиля строения и движения коры с переходом от ячеистых к блоковым структурам протекала как процесс, тесно связанный со снижением общей активированности среды до относительно низких значений и выходом на первое место более низкой по классу деформационной механо-

динамичности. Движения конвективного типа отошли на второй план, хотя и не прекратились (об этом могут свидетельствовать некоторые пятнисто-кольцевые структуры, поля развития брахискладчатости и т. д.). Главными типами движений стали складкообразующие движения, порождающие линейную и линейно-перекрестную складчатость и виргацционно-перекрестные системы разломов. Вместе с тем произошла резкая дифференциация механоактивности. Кора разделилась на блоки, обладающие наиболее низкой в данных условиях механоактивностью, и на расположенные между ними стоковые структуры с повышенной механоактивностью. Это выразилось в том, что именно к этим структурам (в основном геосинклиналям и зонам глубинных разломов) приурочены сложные явления ламинарного тектонического течения и складчатости. Ламинарное тектоническое течение в пределе сопровождается метаморфическими, т. е. молекулярными, перестройками вещества. Складчатость с присущей ей сложной механодинамикой перераспределения вещества в пределе переходит, с одной стороны, в складчатость ламинарного течения (Паталаха, 1970), а с другой — в глыбовую складчатость низшего типа. Наиболее низкая форма проявления деформационной механодинамичности — трещинно-блоковая тектошика, в которой механоактивность связана с явлениями трения, торможения, реакционными силами и т. д. и проявляется локально, в определенных условиях, имея в пределе очень малое значение.

Общий ход эволюции стиля тектоники коры можно характеризовать как следствие постепенного вытеснения активационной механоактивности относительно высокого уровня более низкой по уровню деформационной механоактивности с деградацией ее при широком развитии трещинно-блоковой механодинамики до второстепенных проявлений локальной механоактивности. Такая деградация может рассматриваться как энтропийный фактор и обобщаться и исчисляться с этой стороны.

ВОПРОСЫ ТИПИЗАЦИИ МЕХАНОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ КОРЫ И МАНТИИ

О принципах типизации геодинамических систем. Мы рассмотрели самые общие вопросы эволюции стиля тектоники коры со стороны эволюции соотношений ряда параметров, которые так или иначе можно связать с энтропийным фактором и возрастанием энтропии системы. В принципе последнюю можно исчислить исходя из функций распределения меняющихся параметров, т. е. из операций с реально наблюдаемыми и измеряемыми компонентами. Таков один из возможных путей введения общего физического анализа в характеристику общей эволюции Земли.

Более конкретными возможностями обладает анализ Земли и ее геологоструктурных единиц с позиций общих представлений о геологических и геолого-физических динамических системах и их типах.

Все наши сведения, получаемые путем изучения конкретных геологических пространств, могут быть представлены в двух основных формах: статической, зафиксированной как сумма некоторых готовых образований, и динамической, реконструированной как исторический процесс развития

определенных динамических систем (Косыгин, Соловьев, 1969). В соответствии с этим Землю в целом, ее кору, мантию и все конкретные геологические единицы от планетарных до узколокальных мы можем представить не только в виде определенных тел и структур, но и в виде определенных динамических систем. Тем самым мы получаем возможность выразить отношения и эволюцию тел и структур через отношение и эволюцию динамических систем, что позволяет вводить в анализ физику геологического процесса.

Геологические динамические системы уже давно являются предметом специального системного анализа, который в сущности и лежит в основе геотектоники как науки о структурах Земли и их развитии. Геотектоника рассматривает прежде всего системы структур и их становление (Косыгин, 1970). В настоящее время происходит активный рост наших сведений о системах структур материковой и особенно океанической коры, сопровождающийся открытием новых систем структур. Умножение типов последних усложняет и обостряет вопрос о законах соотношений геотектонических структур и тектоно-динамических систем разных типов и активизирует поиск объединяющих их начал. Этот поиск идет в виде построений многосложных классификаций геотектонических структур с объединением их по некоторым стержневым признакам во все более общие системы классификаций. С другой стороны, происходит поиск самих этих стержневых признаков, через которые можно было бы объединить разные системы общим началом, лежащим в основе циклически-поступательного развития планеты. Основные усилия в этом плане до сих пор были направлены на поиски признаков общей эволюции состояния коры и общего движущего начала в развитии Земли.

Одним из главных направлений, в котором давно уже развивались представления об общей эволюции коры, является исследование роли ее консолидации в ходе геотектонического развития. С позиций консолидации находят выражение многие особенности в эволюции структур коры. На этих позициях основаны гипотезы прогрессивной консолидации первичнопластических толщ коры, разрастания платформ за счет замыкания и консолидации геосинклиналей и т. д. В представлениях такого рода центр тяжести в вопросах тектонической эволюции перенесен на механические свойства толщ коры, способность или неспособность их деформироваться пластично, с чем связываются в данном случае и представления о механодинамичности тектонических систем: системы, развивающиеся на пластической основе, более динамичны, чем системы, развивающиеся на консолидированной основе. Подобный подход, имея определенные обоснования и преимущества, оставляет, однако, в стороне главный вопрос — внутреннюю сущность самой механодинамической системы. В самом деле, если в одних случаях эволюция характера тектонических структур определенным образом коррелируется с явлениями консолидации, то в других такой корреляции нет. Например, структуры геосинклинального типа могут закладываться и на платформах. Это значит, что не «жесткость» коры является в данном случае определяющей, а те условия глубинного развития динамической системы, которые порождают заложение и развитие систем геосинклинального типа не только на пластической,

но и на жесткой основе. Кроме того, деление на пластические и жесткие участки достаточно четкое лишь в самой верхней части коры. На глубине, в «гранитной» и «базальтовой» зонах коры горизонтальные различия по жесткости сглаживаются и даже исчезают. Главные неоднородности имеют здесь иной характер.

Для древнейшего периода с характерным для него развитием ячеисто-петельчатых структур коры была свойственна общая высокая подвижность вещества. Эволюция состояния коры проявилась в потере ею этой общей подвижности и вообще высокой подвижности, что можно квалифицировать как проявление общей консолидации коры. Дальнейшее развитие линейно-блоковых структур — с прогрессивным усилением удельной роли глыбовых элементов — можно рассматривать как дальнейший прогресс общей консолидации. Однако с точки зрения причин эволюции консолидации не может служить определяющим фактором. Она сама зависит от каких-то изменений геолого-физических динамических систем, которые привели к смене общей подвижности коры дифференциальной ее подвижностью с концентрацией последней в областях развития стоковых структур. Таким образом, являясь реальным фактором тектонической эволюции коры, консолидация не может исчерпать основные ее особенности, потому что сама она является результатом эволюции геологических динамических систем, простирающихся в такие недра Земли, где показатели консолидации если и есть, то носят совсем другой характер, чем в приповерхностных зонах.

Общие элементы в развитии Земли могут быть выражены через основные причины этого развития и их эволюцию, т. е. через главные генетические начала тектогенеза. Такой подход ставит вопрос о тектоно-динамических системах на более конкретную физическую основу. В истории развития генетических геотектонических представлений это нашло достаточно яркое выражение в виде поисков однопричинной общей генетической системы, обеспечивающей в силу своей однопричинности внутреннее единство развития Земли. Такие поиски велись с самого начала становления геологии как науки. В гипотезе контракции в качестве объединяющего начала тектонического развития было принято прогрессирующее сжатие планеты, вызванное охлаждением внутриземного расплава. В гипотезах пульсации сжатия и расширения, одни из которых предусматривали небольшие пульсации, а другие — крупноамплитудные «раздувания» планеты, движущее начало принималось в виде неясного пока физического процесса взаимного сближения и удаления частиц вещества во внутренних зонах Земли. Частично это конкретизировалось через явления повышения и понижения плотности вещества при полиморфных превращениях. В гипотезе изостазии в основу было взято изостатическое равновесие, стремление к которому неуравновешенных масс коры и мантии реализовалось через изостатические перетоки подкорового вещества. Гипотезы «плавания» континентов и примата общих дифференциально-глыбовых горизонтальных движений строились на утверждении примата вращения Земли как постоянно действующего геотектонического фактора. Физически это выразилось в признании в качестве основы геодинамики инерционно-ротационных эффектов, связанных с неоднородностью вращения Земли и обусло-

вливающих дифференциацию распределения геодинамических напряжений, влияющих на термодинамические условия развития вещества. В радиогенных гипотезах главным движущим началом рассматривалось тепло, выделяющееся при распаде радиоактивных элементов, его критические накопления и неравномерное, меняющееся во времени распределение радиоактивных элементов. В основе конвективных гипотез лежат постоянно и повсюду действующие гравитационные силы, ведущие к перераспределению вещества везде, где возникают изменения его плотности и появляющиеся условия для гравитационных перетоков.

Во всех перечисленных случаях за основу взяты реальные физические процессы и силы, которые обнаружены прямыми наблюдениями или выявлены косвенно. Их «достаточность» для обеспечения геотектонического процесса так или иначе аргументирована, хотя аргументация такого рода в основном приближительная, а часто и полунинтуитивная, лишь в некоторых случаях даются решения физически корректно поставленных задач. Однако главное состоит в данном случае не в доказательствах эффективности рассматриваемого фактора, а в самом отборе основной причины тектогенеза, обеспечивающей в силу своей однопричинности внутреннее единство геотектонического развития планеты. Это возводится иногда даже в определенный философский принцип (например, у Ю. М. Шейнмана, 1970, стр. 7: «Думается, что попытки найти множественность причин, определяющих жизнь Земли в целом, являются ошибочными»). Суть таких представлений состоит в замене единства законов общего развития единством определяющей его конкретной физической причины как наглядного воплощения этого единства. Это в известной мере является частным выражением подобных же тенденций в общем развитии естественнонаучного мировоззрения, сторонники которых сводят поиски форм проявления единства мира к поискам основной физической формы его развития. Таковы ранние попытки свести все законы естествознания к законам механики или более поздние попытки свести их к законам электромагнетизма и т. д. Мы не будем разбирать здесь методологическую основу подобного рода представлений, которые уже достаточно много и подробно рассматривались в философской литературе. Заметим только, что ни одному из авторов гипотез физического единоначалия в общем развитии такой сложной саморазвивающейся системы, как Земля, так и не удалось стать автором единственной гипотезы, которой не противостояли бы подобные же гипотезы других авторов, с подобными же претензиями на универсальность.

Реальные противоположности, свойственные геотектоническому процессу, слишком многообразны для того, чтобы подходить к их анализу с позиций универсальной однопричинности. Мы еще настолько плохо знаем физику Земли, что сами попытки построения «единственной» жесткой ее картины являются слишком самонадеянными. Поэтому в области геолого-физических динамических систем пока более правильным, на наш взгляд, является не поиск «единой» жесткой физической системы, лежащей в основе общего развития Земли, а поиск вероятных типов таких систем на базе имеющихся геологических и геофизических фактов. Единая физическая теория Земли сегодня — это утопия, ибо теорию можно со-

здавать не на любом базисе, а на достаточном, которого (в силу скудости наших конкретных сведений по физике Земли) в геологии пока не существует. Это не означает, что надо отказаться от поиска ведущих «дирижеров» в общем геотектоническом процессе, способных обеспечить тонкое взаимодействие главнейших составляющих его элементов. Но это нечто иное, чем поиск универсальной причины геотектонического развития.

Особо следует остановиться на быстро умножающихся попытках наметить единство общего развития Земли на базе представлений о некоторых наиболее общих сторонах в развитии материального мира, таких, как притяжение и отталкивание. Поиски решений общих геотектонических проблем в этом направлении связаны с дальнейшим развитием взглядов на этот вопрос Букановского, Тетяева, Усова, Обручева, в которых отношения между притяжением и отталкиванием интерпретируются как отношения между сжатием и расширением, выражающиеся в их чередовании. Прежде всего надо заметить, что интерпретация притяжения и отталкивания как сжатия и расширения является сама по себе ограниченной. Как известно, взаимоотношения между притяжением и отталкиванием на микроуровне реализуются прежде всего через различные структурные перестройки, выраженные в виде химических, сорбционных, когезивно-адгезионных явлений, обеспечивающих сплошность вещества. Такие перестройки могут и не сопровождаться сжатием и расширением или могут сопровождаться аномальными их проявлениями. Игнорирование законов эволюции микроструктуры вещества и сведение всей сложности взаимоотношений между физическим притяжением и отталкиванием к сжатию и расширению — уже само по себе отступление от идеи всеобщности исходного начала, дающее повод для всякого рода спекулятивных построений. Кроме того, признаки, по которым устанавливается принадлежность тех или иных геотектонических движений к результатам общего сжатия и расширения, настолько обширны и во многих случаях неопределенны, что позволяют делать, даже без бросающихся в глаза погрешностей, весьма произвольные построения. Когда же сведение геотектонического процесса к сжатию и расширению начинает рассматриваться как доказательство с общепhilosophических позиций справедливости данной гипотезы, то произвольность построений возводится как бы в принцип. Поэтому, хотя поиски достаточно общих решений геофизических проблем с помощью обращения к таким общим началам движения, как притяжение и отталкивание, являются важными и многообещающими, примитивизм в этом вопросе очень вреден для нормального развития геологии, так как он ведет к приравливанию философского анализа к физическому и тем самым открывает дорогу для таких подмен конкретного абстрактным, при которых можно легко подменить и живого ребенка куклой.

Ограничиваются ли поиски способов выражения общего развития Земли как динамической системы поисками единых начал или единых «дирижеров» эндогенной геодинамики? Нам представляется, что всякие ограничения в данной области не имеют смысла. Поиски «линий» единства в развитии Земли в принципе могут результативно вестись в нескольких направлениях, ибо само это единство достаточно многообразно и не может быть сведено к какой-то одной, единственно действительной жесткой схе-

ме. Одним из возможных направлений такого рода является типизация геодинамических систем по некоторым общим признакам внутреннего распределения их динамических структур и режимов.

Структурные типы геодинамических систем. В каждый момент развития Земли ее мантия, кора, различные элементы коры могут быть представлены в виде определенных динамических систем с заданными пространственно-временными параметрами. Такие динамические системы можно анализировать комплетарно, как некоторую совокупность «точек» динамического пространства, характеризующих распределение в нем определенных параметров. Интересные возможности имеются для этого в топологии. Но топологический анализ в геологии еще не проводился, и пока практически неясно, как его проводить. В этом отношении более определенные возможности имеет дифференциальный анализ, при котором сложная геодинамическая система расчленяется на более простые и достаточно четко индивидуализированные динамические системы, в совокупности дающие характеризующий ее коллективный эффект. Такой дифференциальный анализ давно проводится в геологии, например, в виде выделения различных форм тектогенеза. Опыт показывает, что возможности дифференциального анализа сложных геологических динамических систем достаточно широки. При этом их конкретная реализация зависит от того, какой признак системы будет взят за типовой. Одним из возможных и полезных подходов к этому вопросу является подход со стороны внутренней структуры динамических систем.

Динамическая система — это прежде всего система с индивидуальной организацией движения. Она выделяется из окружающего пространства по распределению компонентов движения и его режимов, по их характеру и т. д. Внутренняя организация динамической системы может быть такова, что основная потенция движения может быть локализована в определенном участке данной системы, выделяющемся как очаговая ее зона. Но могут быть и такие системы, в которых основная потенция движения может распределяться по всей динамической системе, в виде воздействия на все точки ее динамического пространства. Таковы системы, движение в которых осуществляется под влиянием общего воздействия гравитационного поля, поля проявления инерционных (ротационных) сил, общих градиентов тепловых, электрических и других полей и т. д. Коллективным результатом дифференциации такого движения и его упорядочения в пределах определенных объемов и является динамическая система, в данном случае лишенная очага, т. е. безочаговая динамическая система. Такова, например, система инерционных сдвигов и перетоков в неравномерно движущейся массе или система дифференцированных перемещений вещества в общем термоградиентном или гравитационном поле. Однако поскольку динамическая система является не только энергетической, переносящей потенциал движения, но и вещественной, переносящей некоторую массу вещества, безочаговые системы могут быть бескорневыми и корневыми. Бескорневые системы — это системы с циклически замкнутым движением. Таковы, например, приливные системы с циклическим чередованием приливов и отливов; безочаговые системы волновых движений, вызванные дифференциацией общего

воздействия; циклически замкнутые конвекционные системы, порожденные общим термоградиентным или гравитационным воздействием в зонах возникновения гидродинамической неустойчивости. Особой формой проявления безочагово-бескорневых динамических систем являются системы комбинационных движений, представляющих собой коллективный эффект действия сопряженных систем, обладающих индивидуальным движением. Примером систем такого рода может служить система комбинационных волновых движений, вызванных совместными движениями множества самостоятельных динамических элементов. Относящаяся сюда физическая модель рассматривается в некоторых разделах физики как модель «червей в банке», индивидуальные движения которых создают сложные волновые движения общей поверхности их массы.

Безочаговые корневые динамические системы представляют собой системы с направленным массопереносом, вызванным некоторым общим воздействием. Таковы, например, системы выравнивания нарушенного изостатического равновесия путем циклически замкнутых перетоков масс из одного места в другое. Но безочагово-корневые системы могут быть и разомкнутыми, если осуществляется, например, мобилизационный массоперенос из одного места в другое с мобилизацией веществ, например, флюидов, на всем пути переноса под влиянием действия общего мобилизующего начала (таковы системы литостатического отжима, термоградиентной конвекции и др.).

В отличие от безочаговых систем очаговые характеризуются наличием локального очага возбуждения движения и распространением последнего за пределы очага (например, очага высоких температур и давлений). Такие системы также могут быть бескорневыми и корневыми. В бескорневых системах массоперенос развивается как мобилизационный процесс, когда сформировавшийся в очаговой зоне поток по ходу движения увлекает в систему все новые массы. Таковы, например, термомобилизационные системы, в которых зародившийся в очаговой зоне поток высокоэнергизированного вещества мобилизует по ходу движения инертные массы, сообщая им часть своей энергии или возбуждая градиентные физические поля, вызывающие дифференциальный массоперенос. В частности, сюда относятся многие флюидные динамические системы с флюидами-мобилизаторами, получившими необходимый запас энергии в очаге, системы локального выдавливания, при котором подвижные массы захватывают (через трение) часть окружающих масс, вовлекая их в общее тектоническое движение, и т. п.

Очагово-корневые системы — это динамические системы, в которых возбуждение движения сопровождается перемещением масс из очага, протекающим как энергомассоперенос сквозь инертную за пределами очага среду. Таковы, например, системы магматизма, проявляющиеся в виде перемещения возникших в очаге масс сквозь инертную среду вмещающей толщи, некоторые диапирические системы и т. д.

Таким образом, динамические системы по особенностям внутренней структуры распределения источников движения и вещества могут быть разделены по крайней мере на четыре типа: безочагово-бескорневые; безочагово-корневые; очагово-бескорневые; очагово-корневые.

Такие системы редко проявляются в «чистом» виде, но многие геодинамические процессы можно свести с помощью определенных упрощений к системам того или другого типа или, в самом грубом приближении, к двум основным типам, выступающим по отношению друг к другу как противоположности: безочагово-бескорневым и очагово-корневым системам.

Безочагово-бескорневые системы являются в общем случае азональными. Они характеризуются сложным распределением режимов движения или их циклическим повторением в пространстве и времени. Структуры, образуемые такими системами, имеют или циклический характер («геотектоническая решетка») или характеризуются сложными распределениями. «Запуск» безочагово-корневых систем осуществляется при возникновении некоторых критических состояний. В силу изменения физических полей (ускорения или замедления движений, увеличения общего термического, электрического напряжения поля и т. д.) или способности массы к движению (например, при ее термическом размягчении) могут возникнуть условия для восстановления нарушенного или отсутствовавшего равновесия. В результате появляются выравнивающие движения и происходит их дифференциация с обособлением индивидуальных динамических систем. При постоянно действующих факторах (градиентах литостатического давления, общих градиентах температуры с углублением в недра, общих инерционно-ротационных напряжений, гравитационных напряжений приливного типа) безочагово-бескорневые системы могут иметь «тлеющий» характер, т. е. развиваться неопределенно долго, то усиливаясь, то ослабевая в результате циклическости процессов и общей эволюции макросистемы. Поэтому в таких системах конечные нуль-состояния, характеризующие завершение структурообразующей деятельности данного типа, имеют расплывчатые временные и пространственные границы, за исключением тех случаев, когда происходят резкие изменения во всей макросистеме.

В отличие от безочагово-бескорневых систем очагово-корневые в общем случае зональны. В развитой форме в них выделяются по крайней мере три основные зоны, различающиеся по режимам энергомассопереноса и генетическому значению:

1. Очагово-корневая зона, в которой возникает потенция направленного движения и осуществляется главная мобилизация вводимого в поток вещества. Этой зоне свойственны мобилизационные режимы движения.

2. Транзитно-трансляционная зона с более или менее равновесным режимом энергопереноса и энергомассопереноса (для флюидных динамических систем мы предложили называть ее «стволовой зоной», см.: Поспелов, 1962).

3. Фронтальная зона фиксации или рассеяния вещества, а также динамических компонентов системы, теряющей в силу этого свою индивидуальность; фронтальная зона может проявиться также в виде слияния данной системы с другой динамической системой, при этом она теряет свою индивидуальность. Во фронтальной зоне происходит основная структурообразующая деятельность очагово-корневой динамической системы и формируются связанные с ней геологические комплексы и структуры.

Такие же зоны можно выделить и у промежуточных типов динамических систем, имеющих или очаги, или корни.

Согласованная работа всех трех зон поддерживает существование данной динамической системы. Ее зарождение характеризуется некоторым «пусковым» исходным состоянием очагово-корневой зоны, являющимся неким критическим ее состоянием или следствием выхода энергомассопереноса за пределы очага (например, при возникновении проводящего разлома).

Деятельность очагово-корневых динамических систем характеризуется поддержанием пускового состояния с эволюцией последнего вплоть до возникновения «стоп-состояния», при котором динамическая мобилизация энергии и вещества в очаге прекращается или снижается до неэффективного уровня. На этой стадии во фронтальной зоне устанавливается конечное «нуль-состояние» и прекращается формирование вещественно-структурных комплексов. Таким образом, для очагово-корневых систем характерны эволюционная направленность и связанная с ней периодизация развития, а также четко выражено «отмирание» системы. Транзитно-трансляционная и фронтальная зоны очагово-корневых динамических систем являются зонами формирования «стоковых структур», берущих начало в очагово-корневой зоне.

Элементы эволюции структурных типов геодинамических систем при развитии коры. Приведенная выше систематизация структурных типов геодинамических систем, несмотря на ее элементарный характер, позволяет рассмотреть общие закономерности развития коры под новым углом зрения. Попробуем сделать это в самом общем виде, не усложняя задачи детальными обоснованиями предлагаемых решений.

Земля является космическим телом достаточно крупного масштаба для того, чтобы в ней проявлялись постоянные факторы возбуждения безочаговых динамических систем. Таковы ее литостатические, приливные, ротационные, изостаические и другие факторы, способные при определенных обстоятельствах, в частности, в силу вариаций внешних влияний, возбуждать и поддерживать развитие различных бескорневых и корневых механодинамических систем. Вместе с тем в современной геодинамике, и особенно в геодинамике ретроспективной, содержится достаточно много свидетельств тому, что Земля принадлежит к внутренне неравновесным космическим телам, имеющим активные формы развития. Это обуславливает развитие таких отношений между внешними и внутренними ее зонами, при которых их общая геодинамика проявляется в виде очаговых динамических систем с глубинными очаговыми зонами и внешнепланетными фронтальными зонами. В этом плане кору в целом можно рассматривать как фронтальную зону планетарной динамической системы с активно живущим внутрипланетным очагом. Таким образом, Земля в целом является сопряженной безочагово-очаговой динамической системой. Мыслимая простейшая линия общей эволюции Земли, выраженная через отношения этих систем, состоит в переходе от господства очаговых систем к господству безочаговых систем. Однако отношения очаговых и безочаговых систем в истории развития Земли были достаточно сложными.

Если рассматривать формирование коры как характерную вещественно-структурную единицу Земли с позиций общей дифференциации вещества последней, то систему такой дифференциации можно представить

в виде очагово-корневой динамической системы с фронтальной зоной фиксации массопереноса в виде материала коры. Любые гипотезы, предусматривающие фракционирование вещества коры и разрастание коры в результате дифференциации и отгона веществ из глубин, фактически исходят из очагово-корневых динамических систем с очагово-корневой зоной, расположенной в мантии.

Однако можно рассматривать кору как динамическую систему и в другом плане. Кора является конечной зоной прохождения глубинного энергетического потока. Само по себе это вызывает в ней определенные движения и структуры, непосредственно не связанные с массопереносом из глубин. Именно такой тип развития, вероятно, был характерен для древнейшей коры, которая, по-видимому, представляла собой в этом отношении очагово-бескорневую конвективную систему, интенсивные конвективные движения в которой вызывались приповерхностным нарушением общего гидродинамического равновесия высокоподвижной среды. Таким образом, древнейшая кора представляла собой фронтальную зону очагово-корневой динамической системы и одновременно очагово-бескорневую систему. Ее дальнейшая эволюция, выразившаяся в смене ячеистых структур блоковыми, проявилась как отмирание очагово-бескорневой конвективной системы. Происходило как бы «погружение» причинных факторов эндогенного структурообразования в глубины Земли и все большее превращение коры в комбинированную фронтальную зону фиксации и рассеяния очаговых и корневых динамических систем с глубинными очаговыми и корневыми зонами.

Эволюция динамических систем в ходе развития корообразования шла и в других направлениях. Вероятным типом древней корообразующей динамической системы был сфероидальный, при котором фракционирование коры совершалось в виде более или менее общей геосферы с возможными «просветами» (вероятно, на месте древнего Тихого океана). В этом случае дифференциацию коры на материковую и океаническую можно рассматривать как мозаичную дифференциацию планетарно-сфероидальной очагово-корневой динамической системы в сегментарные динамические системы. Поскольку материка содержат явные признаки длительного высокоактивного развития и наращивания материала (особенно вулканического) за счет поступлений из глубины, а океанические впадины не несут следов столь бурного развития, естественно предположить, что дифференциация планетарной корообразующей системы проявилась прежде всего как дифференциация по активности — на активные и малоактивные динамические системы. Иными словами, произошло как бы перераспределение суммарных энергетических составляющих динамических систем. Для Земли как динамической системы оказалось энергетически более выгодным не относительно равномерное распределение энергетических составляющих, а локализация главной массы энергии в относительно ограниченных пространствах, где начали вырабатываться главные планетарные «стоковые структуры» внутриземной энергии. Явления подобного перераспределения энергии в системах, достигающих некоторого критического энергетического уровня, широко известны в физике и не представляют какой-то особенности, свойственной только Земле. Они выражают одну из

общих закономерностей эволюции саморазвивающихся энергетических систем. Оптимальный вариант такого перераспределения и определил собой количество и размеры обособившихся материков как фронтальных мегазон активных динамических систем Земли, сохранивших от старой планетарной сферетической системы ее очагово-корневой тип. Поскольку это оказалось не случайностью, а следствием определенной эволюции общего энергетического состояния Земли по законам концентрации стоков энергии в системах, достигших критического состояния, такая закономерность, естественно, проявилась в разных масштабах. По законам «струйной» дифференциации, главная «струя», представленная континентообразующей динамической системой, в свою очередь, сама дифференцировалась на внутренние «струи» меньшего масштаба, что привело к дифференциации континентального блока на активные стоковые структуры — геосинклинальные зоны — и малоактивные динамические пространства — области континентальных платформ, в среднем все же более активные, чем платформы океанические. Кроме того, как и в древней коре, развивались критические стоковые структуры магматического типа, по которым происходили сбросы максимумов энергетических потенциалов и которые стали группироваться прежде всего в пределах главных стоковых мегаструктур.

При такой модели эволюции очагово-корневых корообразующих динамических систем вопрос о наличии или отсутствии в пределах океанической коры следов фракционированной коры связывается в основном с наиболее древним этапом развития коры. Древняя «сфероидальная» кора была, по-видимому, не сплошной и, кроме того, возможно, подверглась в области океана перестройке за счет встречных массообменных процессов с глубинами Земли. Мы не будем здесь рассматривать этот специальный вопрос.

Касаясь эволюции материковой коры, необходимо обратить внимание на то, что происшедшее погружение очаговых зон, приведшее к смене петельчато-ячейчатых конвективных структур линейно-блоковыми, является выражением энергетической деградации Земли, у которой перестало хватать энергии на поддержание коры в высокоподвижном состоянии. Последующая дифференциация главных стоковых структур с прогрессирующим их сужением тоже может рассматриваться как свидетельство энергетической деградации планеты.

Таким образом, основные перестройки распределения динамических элементов динамических систем Земли, вероятно, определялись критическими минимумами общего энергетического состояния планеты, наступавшими по мере снижения интенсивности ее внутренней жизни. Это касается суммарных эффектов. Локальные проявления энергетики Земли сохранили свою высокую интенсивность, например, в форме высокоактивного молодого магматизма и, может быть, даже несколько повысили ее за счет концентрации энергетических стоков.

Общая эволюция геодинамических систем очагово-корневого типа проявилась также в их умножении, в развитии дифференциальных движений (что также может рассматриваться как результат перехода от общего высокоактивированного состояния к среднеактивированному). Обилие взаимосопряженных и взаимоналоженных динамических систем с мантий-

лым и коровым расположением очагово-корневых зон, вероятно, содействовало развитию комбинационных безочаговых динамических систем, особенно производных, мозаично-волновых. Последние формировались на всех стадиях развития коры. Но наибольшие возможности для своего развития они имели при многоцентральной конвективной геодинамике древней коры, а также при многочленной геодинамике, дробно дифференцированной по динамическим показателям «молодой» коры. Вопросы волновой механодинамики коры заслуживают особого рассмотрения, что и будет сделано ниже.

Перестройка планетарных геодинамических корообразующих систем с формированием стоковых континентообразующих систем сопровождалась таким перераспределением масс, при котором настоящие континентальные блоки стали оказывать существенное влияние на общее механическое равновесие Земли и приобрели существенные инерционные показатели. Это стало все больше вводить в действие как механизмы восстановления изостатического равновесия, так и инерционно-дрифтовые механизмы с развитием и усилением удельной роли вызванных ими безочаговых планетарных механодинамических систем. Эти вопросы, особенно вопросы дрефта, также заслуживают особого рассмотрения.

Таким образом, усиление удельной роли безочаговых планетарных механодинамических систем определяется двумя основными факторами. С одной стороны, общее ослабление внутренней жизни Земли, ведущее к сужению активных энергосточковых структур, оставляет все большее поле для заметной региональной деятельности планетарных безочаговых механодинамических систем, что, в частности, сказывается в прогрессивном развитии региональной геотектонической решетки. С другой, локализация планетарных очагово-корневых континентообразующих динамических систем, приведшая к формированию мощных блоков материковой коры, изменила общую механодинамическую обстановку в направлении усиления удельной роли планетарных безочаговых механодинамических систем.

Предложенная гипотетическая модель общей эволюции структурных типов корообразующих геодинамических систем дана нами в виде наброска, требующего развития и фактографического обоснования. Но даже в такой элементарной форме она позволяет производить геолого-физическое моделирование на достаточно широкой основе и направлять поиск конкретных механизмов, обеспечивающих намечаемый общий ход развития геотектонического процесса.

Волновые механодинамические системы коры. Любой массоперенос в динамической системе проявляется в конечном счете в периодических формах. Это выражается в дифференциации общего массопотока на струи, обладающие разной скоростью перемещения, или в возникновении периодического распределения движений волнового типа. Распределение скоростей движения при струйной дифференциации, по существу, тоже имеет периодически-волновой характер. Поэтому выход струй на общую поверхность создает на ней определенную волновую мозаику движений. Следы периодической дифференциации массопотока могут быть выражены в разнообразных формах строения коровых масс — от складчатости до бло-

ковой мозаики. Вместе с тем в механодинамических системах, имеющих выход на поверхность литосферы, они проявляются также в виде волновых движений этой поверхности, выделяемых как колебательная форма тектогенеза. Поскольку фиксированная складчатость и восходящие и нисходящие знакопеременные движения поверхности коры являются как бы крайними формами механической периодической дифференциации массопотоков, они могут рассматриваться как производные волновых механодинамических систем коры, хотя такое их выделение во многих отношениях условно. Но оно рационально по геологическим показателям.

Знакопеременные волновые движения поверхности коры прослеживаются в истории ее развития с древнейшего времени. Они характеризуются сложным мозаичным распределением волн, находящихся в одной и разных фазах, и сложным распределением скоростей, благодаря чему, помимо сопряженных и взаимоподчиненных систем волн, выделяются сложноналоженные сквозные волновые движения. Такие движения характерны также и для современного периода развития Земли. Повторные прецезионные изменения координат отдельных точек показывают, что везде, где только производились такие измерения, кора фактически находится в состоянии движения со средними скоростями 0,2—1,0 см в год и более (до 10 см) («Современные тектонические движения», 1961; Мещеряков, 1963). При этом во многих случаях скорости столь значительны, что это входит в противоречие с наблюдаемой орографией и следами денудации и осадкообразования, что заставляет говорить о вероятной распространенности знакопеременных движений, которые в некоторых случаях, действительно, отмечаются в ходе повторных измерений. Это свидетельствует о том, что, помимо медленных волновых движений коры, оставляющих благодаря явлениям денудации и осадкообразования существенный след в ее геологическом строении, кора находится также и в состоянии сравнительно быстрых «трепетаний», не успевающих оставить существенный геологический след. Поскольку, кроме того, известны однонаправленные волнового типа, охватывающие большие промежутки геологического времени, следует, вероятно, говорить о перекрестноволновом характере движений поверхности Земли с периодами от геологических эпох до длительности одной человеческой жизни и даже короче.

Топографические структуры, успевающие развиться на поверхности Земли в результате мозаичных волновых движений, частично координированы с блоково-линейными структурами, а частично имеют самостоятельный характер. Палеогеографические реконструкции позволяют прийти к выводу о том, что блоково-линейная тектоника развивалась на мозаичном фоне площадных ундуляций, которые в общем имеют свою собственную область распространения, а следовательно, и структуру, и такой же, сквозной по отношению к другим структурам, характер, как и глубинные разломы. Элементы сквозности, наложенности, независимости и т. д. характеризуют в основном распределение волн, находящихся в одной или же в разных фазах движения. Если судить о волнах по распределению амплитуд движений и их скоростей, то они образуют собственную мозаику, в определенной мере согласованную с блоково-линейными структурами и с распределением в них максимумов и минимумов движений различного ро-

да. Геологически это выражается через распределение мощностей осадков, а также через распространенные случаи совпадения с зонами максимальной складчатости зон максимальных поднятий и денудации, а с зонами глубинных разломов — линейных желобов и выступов и т. д. Все это проявляется на фоне более широкого поля формирования отрицательных или положительных ундуляций.

Поскольку волновые движения поверхности коры могут явиться результатом как комбинационных движений при сложении движений самостоятельных динамических систем (модель «червей в банке», о которой упоминалось выше), так и результатом выхода на поверхность фронтальных зон корневых механодинамических систем, суммарные волновые движения в принципе являются «кооперативными» движениями различных по типу систем. При этом на общем фоне кооперативных движений более или менее отчетливо выделяются волновые движения, связанные с выходом на поверхность фронтов очагово-корневых динамических систем разных видов. Одни из них являются системами, формирующими линейно-блоковые структуры коры и дающими на его поверхности волновую мозаику как «конечный эффект» движения, другие — корневыми системами, главным результатом развития которых являются восходящие или нисходящие движения поверхности коры. Такие самостоятельные очагово-корневые волновые механодинамические системы могут охватывать различные площади — малые и большие, вплоть до континентальных. Предельными по масштабам формами колебательных движений поверхности коры являются общие ее колебания, вызванные нарушениями общего ее механического равновесия (изостаические планетарные колебания) и периодическими изменениями ее радиуса, неравномерно реализуемыми в движениях поверхности планеты.

Таким образом, «волновые» механодинамические системы, проявляющиеся в виде колебательных движений поверхности коры, в общем полигенны. По общему своему содержанию «колебательный» или, лучше сказать, поверхностно-волновой тектогенез является кооперативным результатом действия всех механодинамических систем Земли, у которых массоперенос доходит до поверхности коры или происходит в пределах приповерхностного слоя (в комбинационных типах волновых систем). Это своего рода медленная сейсмика Земли.

В поверхностно-волновых движениях проявляется известная сложная ритмика во времени, которая может быть локальной и сколь угодно региональной — до общепланетарной.

На материалах тектонической карты Евразии показано, что фазы сильных деформаций, периодически охватывающих разные районы земной коры, проявляются диссимметрично (Яншин, 1965). Эпохам складчатости, установленным на западе, на востоке материка соответствуют эпохи образования глубоких прогибов, заполнявшихся осадками. Такая диссимметрия свидетельствует о несовпадении периодов проявления структурообразующих движений разных типов. Однако максимумы механодинамичности, по-видимому, имеют в масштабе материка определенную общую периодичность, оставляющую следы в виде синхронного развития структурных элементов разных типов. Поскольку имеется определенная координация меж-

ду интенсивностью волновых движений поверхности и деформирующих движений, ведущих к складчатости и разломообразованию, волны тектонической активности могут проявляться как определенные общие ритмы, отраженные в волновых движениях разного масштаба и знака. Такие волны пульсационной активизации тектонических движений находят отражение в развитии поверхности коры через денудационно-седиментационные циклы, проявляющиеся в виде некоторых элементов вертикальной ритмики в строении геологических толщ (имеются в виду стратиграфические и угловые несогласия; резкие смены фаций, минералогического и химического состава толщ, характера деформаций; горизонты концентрации следов эффузивной деятельности, фиксирующей максимумы растяжения и разломообразования и т. д.). Такие следы имеют сложнокомбинированный характер, зависят от интенсивности и быстроты пульсаций, от соотношения скоростей волновых движений и денудационно-седиментационных процессов, на которые влияют как острота и сглаженность рельефа (горообразование и пенеппенизация), так и общая прочность разрушаемых толщ (каменные — молодые рыхлые), а также климат и т. д. Поэтому заключительный результат есть не прямое отражение ритмики тектонических пульсаций. Однако он тесно координирован с последней и поэтому отражает в комбинационной форме общий ход волновых пульсаций через соотношения между ритмами эндо- и экзогенных процессов (Казаринов, 1958). Поскольку пульсации волновых движений могут быть тесно связанными с пульсациями в развитии очагово-корневых механодинамических систем разных типов и масштабов до общепланетарных включительно, а также с периодизацией комбинационных движений в безочаговых механодинамических системах, следы этих пульсаций могут быть многомасштабными. Одни из них отразятся в пределах лишь местных геотектонических единиц, другие могут иметь сквозные формы, накладываясь и на геосинклинали, и на платформы, охватывая значительные части континентов или даже континенты в целом. Они могут быть выявлены пока только эмпирически. Какую-либо сколько-нибудь строгую физическую волновую модель, по которой можно было бы рассчитать периоды общих пульсаций Земли, построить пока практически невозможно. Поэтому вопросы о возможности или невозможности таких планетарных пульсаций с физической стороны могут оцениваться пока только в принципе, и притом положительно. Вопрос о том, насколько многосложными и тонкими могут быть проявления таких концентрически-сквозных пульсаций и характеризующих их ритмов в структуре коры по вертикали, требует прежде всего очень сложного и тонкого геологического анализа «тектонослоистости» коры, порожденной ритмами волновой тектоноактивности.

Известно, что вопрос о широком распространении такой тектонослоистости был поставлен в капитальных работах Г. Штилле, посвященных доказательству множественности всеобщих проявлений фаз тектогенеза, что оказалось в свое время большое влияние на развитие геологической мысли. Он был развит в работах М. А. Усова, связавшего этот вопрос с пульсационными гипотезами Бэчера и Букановского и с представлениями о геологических формациях как своего рода «пластинах» в коре, обнаруживаемых по разнообразным комбинируемым следам фаз тектогенеза.

Эти работы также оказали немалое влияние на развитие геологических обобщений и «тектонно-формационную» специализацию геокартирования, которая в широких масштабах была осуществлена на территории Сибири и Казахстана. Однако крайности, присущие этим работам и выразившиеся в слишком прямой идентификации локально намечаемых ритмов со всеобщими фазами тектогенеза и в придании этим выводам всеобщего универсального значения, обусловили большую уязвимость фактографических построений, что, в свою очередь, привело к определенной дискредитации самой исходной идеи. Тем не менее, несмотря на жесткую критику, влияние представлений о существовании сквозных пульсационных структур коры не угасло. В частности, оно проявилось в ряде литологических работ, посвященных исследованиям влияния периодичности выравнивания рельефа на состав и строение осадочных серий (Казаринов, 1958). Несомненно, региональные, общеконтинентальные и более широкие ритмы концентрической волновой тектоники в механодинамике коры заслуживают пристального внимания, хотя их конкретный анализ связан с очень серьезными трудностями и разноречиями.

Таким образом, проявления знакопеременной волновой радиальной механодинамики коры характеризуются множественностью, перекрестностью и взаимоналоженностью различных их типов и двойственностью отношений с проявлениями линейно-блоковой тектоники. С одной стороны, они тесно координированы с последними, а с другой — являются независимыми от них. К сожалению, геологический и механодинамический анализ знакопеременных радиально-волновых структур и движений коры встречает много трудностей. Однако это не снижает их значения как показателей кооперации корневых и бескорневых, комбинационных волновых механодинамических систем коры, которые наряду с сейсмическими волнами содержат очень важную информацию о явлениях, протекающих в Земле.

Особое место среди механодинамических систем волнового типа занимают складкообразующие системы. В отличие от знакопеременных волновых движений, оставляющих геологические следы главным образом благодаря деятельности экзогенных процессов, системы складкообразования оставляют следы во внутренней структуре коры в виде характерных ее деформаций. Они являются следствием фиксированного волнового перераспределения масс в коре, имеющего или мозаичный (брахискладчатость), или линейно-периодический (линейная складчатость) характер. В целом развитие складчатости с механодинамической стороны можно определить как развитие дифференционных волн механомассопереноса, зафиксированных в виде волн остаточной деформации. Мы не будем касаться здесь сложного вопроса о механизмах складчатости. Заметим только, что складкообразующие механодинамические системы, как и системы, формирующие поверхностные волны, могут иметь как очаговый, так и безочаговый характер. Например, складчатость, связанная с гравитационным оплыванием, сползанием толщ, может служить примером развития безочаговой механодинамической системы. Диапировая складчатость, наоборот, может служить примером развития очаговой системы, в которой очаговая зона представлена областью формирования диапирового ядра.

Обычно складчатость рассматривается в связи с развитием соответствующих структур в слоистых толщах, т. е. в толщах с наиболее высокой анизотропией, которая определяет особенности складкообразующего механомассопереноса и характера складчатости. Однако явления периодичности в деформационном массопереносе имеют место не только в слоистых толщах. Давно уже выделен, например, глыбовый тип складчатости, при котором пространственная периодизация перемещений по трещинам создает волновой деформационный эффект. Поэтому складчатость как волнообразное перераспределение масс — процесс более широкий, чем образование складок в слоистых толщах. Она определяется природой деформационного поля, в котором периодичность и полимасштабность периодических структур проявляются как в складчатой, так и в трещинной тектонике, а также в виде ламинарных течений с метаморфизмом. Общая природа периодических деформаций, связанных с единым деформационным полем, наиболее отчетливо видна в зонах ламинарного течения, связывающих пластическое течение с дискретным блоковым путем дифференциальных перемещений пластин и призм по трещинам (Паталаха, 1970).

Перераспределение массы, проявляющееся как складчатость, захватывает некоторый объем в геологических толщах, за пределами которого складчатость затухает. Такой объем, или «ареал складчатости», можно охарактеризовать со стороны его общих морфологических преобразований в ходе этой складчатости. Последние представляют результирующий морфологический эффект тектонического массоперераспределения. Крайние его формы представлены случаями, один из которых характеризуется неизменностью морфологии этого объема в пределах общего ареала складчатости, а другой — его сокращением в одном направлении и удлинением в другом. Примером первого может служить чистая рассеянная брахискладчатость, второго — складчатость смятия и складчатость ламинарного течения, сопровождающиеся общим удлинением толщи кверху при поперечном ее сокращении. Первый случай соответствует модели перемещения с деформацией под напором поршневого типа, когда деформируемая масса перемещается как целое, претерпевающая лишь внутреннее перераспределение. Второй — соответствует модели раздавливания и вытяжения деформируемой массы между сближающимися стенками. В обоих случаях имеет место общее перемещение массы. Когда оно односторонне направлено, например кверху, происходит вертикальный перенос массы, т. е. общий эффект поднятия ее верхней границы при разной природе такого поднятия.

Мы остановились на этом вопросе для того, чтобы подчеркнуть, что эффект общего вертикального механомассопереноса при складкообразовании может быть получен при разных формах изменения общей морфологии того объема геологических толщ, который охвачен внутренней складчатостью, и при разных типах складкообразующих динамических систем: корневом (выпирание массы снизу вверх с развитием в ней дифференциальной внутренней складчатости) и бескорневым (вытяжение при общем смятии).

В свете отмеченных выше общих особенностей складкообразования можно следующим образом моделировать складкообразующие механоиди-

намические системы геосинклинальных зон как основных внутриматериковых стокowych структур.

Межплатформенные пространства, занятые геосинклинальными зонами и отличающиеся максимальной механодинамичностью, являются прежде всего областями развития максимальной периодизации движений. В эпоху складчатости они продолжают нести следы интенсивной деятельности механодинамических систем такого же типа. Это выражается в продолжении интенсивных знакопеременных волновых движений и в виде появления напорных восхождений снизу магматических и вообще пластических масс, содействующих развитию вертикальнонапорной складчатости («складчатость нагнетания», по В. В. Белоусову, 1962), в том числе развитию брахиформ, сложно наложенных на линейную складчатость. Среди компонентов движения, обуславливающих общее восхождение собирающихся в складки масс при развитии сводовых и купольных структур, важная роль, по-видимому, принадлежит корневым складкообразующим системам. Вместе с тем основные проявления линейной складчатости, вероятно, связаны с бескорневыми системами горизонтального смятия и вертикального вытяжения, порожденными взаимным стягиванием платформ и подкоровыми перетоками, связанными с этим стягиванием (Кропоткин, 1968).

Некоторые доводы за такую модель приводятся ниже.

Дрейфовые структуры и динамические системы дрейфа. Рассмотренные выше вопросы относятся в основном к проблемам механодинамики коры в условиях высокой «ответственности» глубин за коровые процессы. Обратимся теперь к проблемам дрейфа и внутренним связям их с механодинамикой глубин Земли.

Хотя представления, ограничивающие проблему дрейфа задачей индивидуального плавления материков, еще не отжили, уже достаточно очевидно, что сводить эту проблему к столь узкой задаче — все равно что сводить проблему магматизма к вопросам, связанным с вырскиванием готовых магм в полости коры: это только часть проблемы, и притом простейшая. Геологические и геофизические явления, характеризующиеся как «дрейф», т. е. «снос» или смещение вдоль поверхности Земли, касаются не только континентов, но и многих внутриконтинентальных, внутриокеанических, общекоровых и мантийных процессов.

В самом общем виде мы бы определили механодинамическую систему дрейфа как систему перераспределения масс планеты, отражающую внутреннюю неоднородность ее вращения и горизонтальную поляризацию планетарных явлений сжатия (стяжения) и расширения (растекания). С точки зрения общих типов механодинамических систем проблему дрейфа можно рассматривать как проблему соотношений безочаговых инерционно-ротационных планетарных механодинамических систем, обусловленных общим замедлением и пульсациями во вращении Земли, и очаговых планетарных динамических систем сложного содержания, характеризующихся горизонтальной полярной координацией их движений.

То, что горизонтальный дрейф материков относительно градусной сети существует, практически можно считать уже фактом, поскольку данный вывод основывается на очень многих доказательствах, заслуживаю-

щих доверия. Существенно, что при этом преобладают элементы западного дрейфа, координирующиеся с направлением вращения планеты. Это блоковая форма дрейфа, при которой смещения осуществляются целыми континентальными блоками. Последние при этом разламываются и расходятся, что проявляется, в частности, в образовании и расширении рифтовых зон. Однако блоковая форма дрейфа, по-видимому, этим не ограничивается. На наш взгляд, существуют данные, свидетельствующие о внутриконтинентальном сдвигении отдельных сегментов коры относительно друг друга. Мы видим возможные признаки этого, в частности, в следующем.

Составление тектонической карты Евразии дало материалы, позволяющие судить о некоторых региональных закономерностях в распределении сегментов материка, характеризующихся разными стилями тектонических структур. Одной из важнейших особенностей такого распределения являются кардинальные изменения в стиле структур континента вблизи сороковой параллели, где в азиатской его части стыкуются южные районы с линейным, план-параллельным стилем тектоники и северные районы с решетчатым стилем тектоники. Разделяющая их граница имеет характер сложного трансконтинентального субширотного сжатого тектонического шва, прослеживающегося от Кореи до Каспия и далее, через Кавказ и Черное море — в средиземноморье Западной Европы. Области, примыкающие к этому шву с севера, образуют широкий трансконтинентальный пояс развития решетчатых структур, перекрестный характер которых сказывается в положениях длинных осей выступов и впадин, в их координациях, в резких подворотах складчатых зон и разломов, перекрестах сквозных глубинных разломов и т. д. Преобладают ориентировки с.-в. и с.-з. направлений, но близ шовной зоны отчетливо выражены следы подворота к востоку. Данный пояс околошовных решетчатых структур, имеющий ширину, колеблющуюся от 8 до 15 градусов, прослеживается от Кореи и Приморья через Восточный Китай, Монголию, Забайкалье, Алтае-Саянскую область до среднеазиатских районов СССР и далее на запад — туда, где в Западной Европе располагается своеобразная область развития петлеобразных складчатых зон, осложненных глубинными разломами решетчатого распределения. За пределами этого пояса к северу стиль структуры меняется, как и господствующая ориентировка структурных элементов (в частности, от Урала до Сибирской платформы она становится субмеридиональной). Вместе с тем в пределах всего этого пояса намечаются сквозные субширотные зоны разломов, как это, в частности, было показано нами на примере Алтае-Саянской области при анализе ее линейных субширотных координационных тектонических зон большого протяжения (Поспелов, 1959). Пачки сквозных субширотных пунктирно проявляющихся разломов развиты и севернее трансконтинентального пояса решетчатых структур, как это было намечено И. В. Дербиковым для районов Западно-Сибирской низменности и Сибирской платформы (Дербиков и др., 1960) и подтверждено в ходе дальнейших геолого-геофизических исследований, в том числе и для территории Урала.

Если бы такая сквозная структура не была столь огромна, а имела бы сравнительно небольшие масштабы, можно было бы без колебаний рассмат-

ривать ее как результат левовращательного сдвига, с односторонней зоной оперяющих решетчатых структур, переходящих по ходу сдвига в структуры одностороннего пластического смятия. Сходство со структурами такого рода в данном случае столь велико, что мы считаем возможным высказать предположение о сходном происхождении данной трансконтинентальной структуры невзирая на ее масштабы.

Различия структурных стилей северного и южного пришовных тектонических поясов находятся в определенной связи с общими геотектоническими различиями сопрягающихся сегментов коры. На юге развиты субширотные системы древних и молодых геосинклинально-складчатых зон и общая субширотная северная граница древних платформ Африки и Южной Азии. На севере развиты субмеридиональные палеозойские геосинклинали и зоны глыбовой мезозойской и кайнозойской тектоники. Все древние платформы северной части Евразии оканчиваются к югу у данного субширотного пояса решетчатых структур. В пределах последнего резко выражены явления унаследования в развитии областей погружения и воздымания, четко прослеживающиеся с нижнего палеозоя. Вместе с тем здесь же расположена основная часть сетчато распределенных регенерированных и наложенных впадин и прогибов мезозоя и кайнозоя, образующих особый тип структуры, четко выявленный при составлении тектонической карты Евразии.

За то, что трансконтинентальный раздел стилей структур около 40 градусов северной широты отражает некоторое явление планетарного масштаба, могут говорить также планетарные особенности рельефа мантии. По Р. М. Деменицкой (1967), пояс мантии между 40 град. с. ш. и 40 град. ю. ш. имеет наиболее изрезанный рельеф. Интенсивность ее рельефа убывает к северу и более заметно к югу от этого пояса (южная граница этого пояса проходит по океаническим впадинам).

Все сказанное выше не позволяет квалифицировать гигантский трансконтинентальный субширотный тектонический пояс Евразии просто как сдвиг. Это зона очень длительно существовавшего под влиянием движений сдвигового типа напряженного состояния, сказавшегося как на развитии разломной тектоники, так и на распределении вертикальных волновых и складкообразующих движений на протяжении от верхнего докембрия до наших дней. Характерно положение шовой зоны около 40—45-й параллели, т. е. посередине между экватором с характерным для него максимумом угловой скорости вращения и полюсом, т. е. так, как это происходит при развитии сколово-сдвиговых структур (под 45 градусов к действующей силе). При этом распределение угловых скоростей движения таково, что наиболее быстро движущийся южный экваториальный сегмент как бы смещается по ходу вращения, т. е. на восток, а северный сегмент — на запад. Подобные движения, на наш взгляд, можно квалифицировать как одну из форм внутриконтинентального дрейфа, осуществляемого путем субширотного смещения сегментов в условиях общей сжатости системы и развития тормозных эффектов, выраженных в образовании широких околешовных поясов, оперяющих перекрестно-блоковых структур и поясов развития петельчатых складчатых зон. Пачки субширотных сквозных разломов большого протяжения можно рассматривать также в этом плане

как следы дискретного сегментарного прокручивания субширотных пластин, которое имело место как севернее, так и южнее главного шовного тектонораздела.

Таким образом, мы считаем, что, кроме общего глыбового дрейфа континентов, существует внутриконтинентальный пластинчато-сегментарный дрейф, осуществляемый в условиях системы, претерпевающей общее сжатие, благодаря чему дрейфовые швы, разделяющие сегменты, остаются, в отличие от рифтовых зон, сильно сжатыми, что ведет к развитию различных структур околошовного торможения.

Глыбовый и пластинчато-сегментарный типы дрейфа можно объединить в явления «блокового дрейфа». Его структурными результатами являются «блоково-дрейфогенные» структуры, среди которых можно выделить: структуры континентальных границ, несущих следы макрогеометрии расколов и раздвигов; внутриконтинентальные и океанические структуры расколов и раздвигов рифтового типа; пластинчато-сегментарные структуры, в том числе системы сквозных региональных субширотных разломов, «нарезающих» континентальные блоки на субширотные пластины; субширотные трансконтинентальные сжатые тектонические швы, разделяющие обширные области с разными типами структур коры и верхней мантии; субширотные пояса оперяющих их глыбово-решетчатых и петельчатых структур регионального смятия. Возможно, что сюда же в определенной мере можно отнести также и «геотектоническую решетку» или структуры планетарной трещиноватости, закономерно ориентированные относительно оси вращения планеты.

Вместе с тем имеются «дрейфогенные» структуры принципиально другого, не блокового типа. Составление тектонической карты Евразии показало, что каждая эпоха складчатости не только локальна по месту своего проявления, но и занимает значительно более длинный общий интервал времени. Вслед за окончанием складчатости в одной части Евразии начинается складчатость в другой ее части. Более того, происходит не только перемена местоположения областей активизации складкообразующих движений, но и миграция границ таких областей. Зона складчатости одного возраста может по простиранию постепенно переходить в зону складчатости другого возраста. Происходит как бы горизонтальное перемещение «волны» складкообразующих движений. Горизонтальные волны тектоноактивности такого рода намечаются во многих районах, фиксируясь по запаздыванию начала и конца периода тектонической активности для участков, последовательно расположенных на путях таких волн.

Подобные волны проявляются не только через тектонику, но и через магматизм. Горизонтальные смещения начала и конца периодов активной магматической деятельности как эффузивной, так и интрузивной отмечены для многих районов Евразии. В частности, они отмечались и нами (Поспелов, 1959) как одна из существенных черт пространственно-временного развития магматизма в обширной Алтае-Саянской складчатой области.

Характерно, что преобладающий вектор таких смещений, по крайней мере в северной части Евразии, ориентирован на запад. Мы считали, что это говорит в пользу существования «дрейфа» волн тектоно-магматиче-

ской активизации, как особого типа дрейфа. В связи с тем, что западный вектор характерен также и для глыбово-сегментарного дрейфа, можно выделить некую планетарную бескорневую механодинамическую систему, определив ее как систему западного дрейфа. Подобный дрейф проявляется не только через геологические показатели. Например, при составлении магнитометрических карт материкового поля выявилась возможность выделить компоненты общего дрейфа магнитного поля к западу (Деменецкая, 1967). По Е. Булларду (Bullard, 1962), западный дрейф поля составляет примерно $0^{\circ}18'$ в год и связан с динамоэффектом, вызванным, вероятно, «прокручиванием» верхней оболочки Земли по ядру, вращающемуся с меньшей скоростью, что подкрепляется рядом расчетов.

Возникает вопрос: не являются ли показатели западного континентального и внутриконтинентального дрейфа свидетельством ламинарного «прокручивания» концентрических оболочек планеты с прогрессивным увеличением угловой скорости от ядра к коре? Такое прокручивание может быть сплошным, «пластическим» и, одновременно, дискретным многоярусным, пунктирным, т. е. может проявляться путем сложных сочетаний постепенного изменения угловых скоростей по радиусу Земли с относительно резкими изменениями таких скоростей благодаря появлению зон дискретного проскальзывания. Что такая «эндоротационная» модель «внутреннего вращения» Земли возможна, могут говорить некоторые геофизические особенности коры и мантии.

Уже давно сложилось представление о Земле как теле со слоистой макроструктурой с центральной симметрией и о верхней мантии как о вязкой текучей среде, обеспечивающей равновесную фигуру вращающейся планеты и изостатические эффекты выравнивания нарушаемого тем или иным путем равновесия. Эти представления в последние годы получили существенное дополнение в виде намеченного еще Гутенбергом представления о существовании в верхней мантии слоя пониженных скоростей сейсмических волн, т. е. астеносферы, характеризующейся относительно пониженной вязкостью и повышенной текучестью (Магницкий, 1968). Распределение такого слоя определенным образом связано с планетарными структурами коры: под океанами он лежит на меньшей глубине, под континентами на большей (особенно под платформами) и в некоторых случаях он фиксируется прямо под земной корой. Некоторые материалы говорят в пользу того, что верхняя мантия имеет сложное слоистое строение, обусловленное чередованием уплотненных и ослабленных слоев, что привело ряд геофизиков к созданию многоастеносферной модели верхней мантии (Деменецкая, 1967). При этом вверху такие зоны располагаются гуще, чем внизу. В последние годы появляется также все большее количество данных, указывающих на то, что граница мантии (Мохо) прослеживается с перерывами или наблюдается несколько параллельных или субпараллельных границ (Померанцева и др., 1965), т. е. дискретность присуща и переходу от коры к мантии. Имеются также мнения о том, что глубинные слои, составляющие земную кору, неоднородны, и в них проявляется некоторое множество повторяющихся слоев (одни — с пониженными, а другие — с повышенными скоростями), разделяющих разные структурные этажи (Резанов, 1962).

Вопрос о своеобразном многослойном строении верхней мантии и нижней коры может рассматриваться с разных позиций. Нас привлекает возможность рассматривать его с позиций дискретного пунктирного прокручивания концентрически-сферических зон мантии и коры. В качестве зон проскальзывания в мантии выступают зоны пониженных скоростей сейсмических волн и повышенной текучести (астеносферы), а в области нижней коры — сквозные концентрические зоны не только пониженных, но и повышенных скоростей сейсмических волн. На наш взгляд, последние можно трактовать как зоны концентрических надвиговых срывов, которые благодаря значительному вертикальному давлению сопровождаются явлениями околонадвигового упрочнения и повышения вязкости среды, что и выявило их как зоны повышенных скоростей прохождения сейсмических волн. Возможно, что структуры прокручивания проявляются также и в приповерхностных участках коры в виде пологих срывов. Пологие трещины, прослеживающиеся на весьма большие расстояния и пересекающие разные геологические тела, известны по геологическим съемкам во многих районах. Они представляют в известной мере тектоническую загадку. Вероятно, ее можно разгадать с позиций дискретных радиально-концентрических деформаций в общем поле напряжения, вызванного инерционно-ротационными эффектами.

При такой «ротационной» гипотезе общей геотектонической роли астеносфер как структур планетарного типа имеется дополнительная возможность интерпретировать астеносферные зоны как зоны повышенной механоактивности и механодинамичности. Такой взгляд на них в общем уже достаточно определился (Белоусов, 1966; Магницкий, 1965, 1968). Здесь мы хотим обратить внимание прежде всего на то, что астеносферы являются зонами, канализирующими как волноводы сейсмическую энергию, концентрирующими в себе перетоки вещества и энергии, т. е. ведущими себя как стоковые структуры. Вместе с радиальными стоковыми структурами, о которых говорилось выше, они составляют некоторую вертикально-горизонтальную решетку стоковых зон. Будучи зоной повышенной активности различных физических типов, полислоенная астеносфера играет роль очаговой зоны для многих корневых радиальных тектонических и магматических динамических систем, что предусматривается в ряде геотектонических гипотез (В. В. Белоусов, В. А. Магницкий, Е. В. Артюшков и др.). В связи с этим «прокручивание» коры над очаговой астеносферной зоной может вызвать обгон фронтальными зонами радиальных динамических систем — очагово-корневых ее зон, берущих свое начало в астеносфере. В коре это отразится в виде западного дрейфа зон геологической, в том числе магматической, активности, о котором говорилось выше.

Вместе с тем динамические зоны корневого типа могут развиваться не только радиально вверх от очаговой астеносферной зоны, но и в пределах последней как горизонтальные перетоки вещества и энергии. За то, что в этой зоне существует горизонтальная дифференциация состояний и горизонтальные физические потенциалы, могут говорить некоторые геофизические данные. Они свидетельствуют о сложной внутренней структуре астеносферы, в которой существуют местные зоны уплотнения и разуплот-

нения, различные неоднородности не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлениях (Магницкий, 1965, 1968; Деменецкая, 1967). Развитие горизонтальных очагово-корневых динамических зон в астеносферной очаговой зоне, вызывающее горизонтальные перетоки масс и энергии, может оказывать влияние на эволюцию и пространственные позиции радиальных очагово-корневых динамических систем, опирающихся на ту же астеносферу, где располагаются их очаги и корни. Горизонтальные перетоки в последней могут в одних случаях содействовать отмиранию очагов и корней тех или иных радиальных систем и зарождению в других местах других радиальных динамических систем. В коре это отразится в виде отмирания ареалов тектоно-магматической активности в одних местах и перемещения их в другие места. О подобных эффектах уже говорилось выше.

Таким образом, существование зон типа астеносферы, которые могут одновременно играть роль зон ротационного проскальзывания — при явлениях внутримантийного дрейфа — и очаговых зон корневых динамических систем, сказывающихся на геодинамике коры, создает условия для развития как взаимоналоженных, так и комбинационных, комплектарных динамических систем. В частности, горизонтальные и вертикальные динамические системы астеносферного заложения могут влиять друг на друга не только через взаимоналожения, но и через координацию горизонтальных и вертикальных энергомассоперетоков, с чередованием от места к месту их относительных величин и знаков. Например, это могут быть такие полярно-координированные системы, в которых горизонтальное стяжение их динамических пространств, сопровождаемое вертикальным вытяжением, будет координировано с горизонтальным растеканием в сопряженных динамических пространствах, сопровождаемым вертикальным их сокращением. В коре это может найти отражение, например, в сужении одних областей тектонической активности, сопровождаемом усилением восходящих движений в их пределах, и расширении других координированных с ними тектоноактивных областей, сопровождаемом усилением нисходящих движений. Мы остановились на этом вопросе в связи с общей проблемой дрейфа.

Открытие широкого распространения в океанах структур растяжения и последовательного разрастания литосферы за счет наращивания ее от раскрывающихся срединных зон с образованием все более молодых к их середине поясов существенно вулканических образований обострило внимание геологов и геофизиков к гипотезе расширения Земли. На основе этой гипотезы некоторые геологи — В. Б. Нейман, О. Хульгенберг, Б. Хейзен, С. Кэри, Л. Эдред, П. Иордан и др. (Нейман, 1962; Yordan, 1966) попытались развить идею о молодости всех океанических впадин как следствии такого расширения и горизонтального наращивания коры от линейных центров растяжения в океанах. Как справедливо заметил П. Н. Кропоткин (1968), во всех таких построениях по существу игнорируется огромное количество данных, свидетельствующих о процессах сжатия и сокращения поверхности Земли в складчатых поясах, а также не учитываются данные о древности Тихого океана. Оценки расширения, основанные на материалах по палеомагнетизму, допускают увеличение поверх-

ности Земли за то же время лишь на несколько процентов (Hospers, 1967), а не на 60%, как вытекает из универсализированной гипотезы расширения. Рассматривая соотношения показателей расширения дна океанов и сжатия материков в результате складчатости, П. Н. Кропоткин пришел к выводу об их взаимной компенсации и о том, что материковые платформы должны были перемещаться от океанических зон растяжения к материковым зонам сжатия, что и проявляется в виде «дрейфа» материков. Такая весьма перспективная, на наш взгляд, точка зрения может быть подкреплена многими геологическими доводами. Сюда можно отнести, в первую очередь, уже упоминавшиеся материалы, полученные при составлении тектонической карты Евразии, согласно которым периодам развития складчатости в Европе соответствуют периоды растяжения земной коры на востоке Евразии. Подобная же пространственная «поляризация» сжатия и растяжения проявляется и в более мелких масштабах. Так, при составлении той же карты выяснилось, что тектонический режим различных ограниченных платформ для одной и той же эпохи неодинаков. Если в одной стороне платформы в прилегающей геосинклинальной системе развивались складчатость и поднятие, то в противоположной стороне ее в ту же эпоху, как правило, господствовали растяжения земной коры и опускание.

Таким образом, весьма вероятно, что мы имеем дело в данном случае с определенным типом полимасштабных динамических систем, характеризующихся горизонтальной поляризацией областей стягивания и расширения. В глобальном масштабе она проявляется как «дрейф» сжимающихся континентов, в локальном — как сокращение области складкообразования и сближение разделенных ими платформенных блоков, что тоже представляет собой своего рода «дрейф».

Если подходить к оценке данного явления в целом с позиций механодинамических систем, то его можно квалифицировать как следствие развития горизонтально-волновой полимасштабной механодинамической системы, характеризующейся мозаичной дифференциацией волн сжатия и растяжения, прерывисто и непрерывно распределенных по различным площадям. В таком случае механодинамические эффекты такой мозаики следует сопоставить с эффектами вертикально-волновой полимасштабной механодинамической системы, характеризующейся мозаичной дифференциацией волн воздымания и погружения. Обе системы дискретно проявляют себя в диапазоне от локальных до общеконтинентальных и континентально-океанических масштабов. Они являются не только перекрестными, но и взаимно координированными: областям сжатия большей частью соответствуют поднятия, а областям расширения — опускания (или наоборот, как в срединных океанических хребтах и впадинах). Это может говорить о том, что мы имеем в данном случае дело не с двумя перекрестными волновыми механодинамическими системами, а с некоторой системой координации многоцентровых систем анизотропного сжатия и расширения, развитие которых фиксируется в коре в виде проекций горизонтальной и вертикальной составляющих таких систем. В сущности мы приходим в данном случае к тому же вопросу об объемных анизотропных динамических системах с координированными вертикальными и горизонтальными

движениями, к которому пришли при рассмотрении динамики астеносферы: Данный вопрос заслуживает внимания как один из важных на путях углубления в проблемы физики Земли за пределы простых, существенно механических схем.

Рассмотренный выше тип пространственной дифференциации эффектов сжатия и расширения не исчерпывает возможных влияний этих эффектов на процессы «дрейфа». Нестабильность объема планеты, находящейся в состоянии активного внутреннего развития, может быть предположена даже априори, не говоря о том, что имеется определенная аргументация за существование эффектов сжатия и расширения объема планеты и их чередования. По этому вопросу накопилась уже большая литература. Наиболее общий вывод, который можно сделать из ее рассмотрения, состоит в том, что Земля, вероятно, представляет собой пульсирующее космическое тело с господствующей в общем ходе развития тенденцией к сжатию и с многосложной полипериодной пульсацией. Результативность ее влияния на геодинамику, оставляющую следы в геологическом предании, во многом еще не ясна, и точки зрения на этот вопрос в основном дискусионны. Тем не менее мобилизм может быть определенным образом связан с пульсационной геотектонической гипотезой, как это было показано, в частности, П. Н. Кропоткиным (1967). Общепланетарные пульсации как центрально-симметричного, так и асимметричного характера способны создать свои структуры распределения связанных с ними максимумов горизонтального сжатия и расширения. Они могут содействовать развитию планетарной геотектонической решетки со сложным распределением в ней глыбовых движений вплоть до обособления в коре путем разрастания разломов и раздвигов, отдельных блоков, приобретающих возможности для индивидуального движения в общем инерционно-ротационном поле. Вероятно, это играет немаловажную роль в процессе формирования систем «разъезжающихся» континентальных глыб, ограниченных геометрическими границами, подчиненными геотектонической решетке линеаментов.

Планетарные пульсации объема планеты, сказываясь на ее инерционно-ротационном поле, в принципе могут создавать условия, достаточные для знакопеременного «дрейфа», т. е. для смены общего западного «дрейфа» восточным и наоборот. В этом случае нарастание западного «дрейфа» можно рассматривать как элемент эволюции механодинамики и тектонических структур коры, связанный с общей эволюцией радиуса планеты и скорости ее вращения. А это, в свою очередь, определяется внутренним развитием планеты, эволюцией ее вещества и внутренней структуры, отражающейся на вещественно-структурной эволюции коры и, в частности, ее дифференциации на материковые и океанические блоки. Такая дифференциация протекает как сложнокомбинированный эффект взаимосвязи бескорневых пульсационных, инерционно-ротационных динамических систем с корневыми динамическими системами, определяемыми радиальным энергомассопереносом. Последний проявляется не только в виде миграции тектонической энергии и механических перемещений масс, но и в виде процессов магматизма, представляющих в динамическом отношении явление более высокого порядка, чем тектоническая механодинамика.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдеев А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов.— Сов. геология, № 10, 1965.
- Ажгирей Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1960.
- Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Физика Земли, № 9, 1968.
- Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с нею явления.— Изв. АН СССР, сер. «Физика Земли», № 4, 1970.
- Афанасьев Г. Д. Магматизм и глубинное строение земной коры. Магматические формации. Тр. 3-го Всес. петрограф. совещ. «Наука», 1964.
- Белоусов В. В. Проблемы внутреннего строения Земли и ее развитие.— Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. 1, 2, 1956.
- Белоусов В. В. Проблема происхождения складчатости.— В кн. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования» Изд-во АН СССР, 1962.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. О происхождении океанов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XII, вып. 5, 1967.
- Белоусов В. В. О строении и развитии тектоносферы материков.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VIII. «Наука», 1967.
- Боголепов К. В. К вопросу о стадиях развития земной коры.— Геол. и геофиз., № 6, 1965.
- Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры.— Геохимия, № 1, 1961.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1962.
- Виноградов А. П. Образование океана.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1967.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. «Недра», 1967.
- Дербигов И. В., Агульчик И. М., Бенько Е. И., Гришин М. П., Ехин Е. В., Юдин В. И. Элементы тектоники Западно-Сибирской низменности и вопросы методики ее исследования.— Тр. СНИИГГЧМСа, вып. 11. Гостоптехиздат, 1960.
- Зирин Г. Солнечная атмосфера. Перев. с англ. «Мир», 1969.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1958.
- Каттерфельд Г. Н., Хедервард П. Кольцевые и линейные структуры Марса.— «Астроном. ж.», т. 45, № 5, 1968.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. «Недра», 1970.
- Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1969.
- Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитоидной магм.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
- Кропоткин П. Н. Механизм движений земной коры.— Геотектоника, № 5, 1967.
- Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов.— Бюлл. МОИП, т. XIII (5), 1968.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., № 10, 1967.

- Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геол. и геофиз., № 9, 1970.
- Ли-Сы-Гуан. Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-Западного Китая. Госгеолтехиздат, 1958.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. «Наука», 1968.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. «Недра», 1965.
- Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. Чтения им. В. И. Вернадского, VIII. «Наука», 1968.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Структуры дива Восточной Азии.— В кн. «Строение и развитие земной коры». Изд-во АН СССР, 1964.
- Менард Г. У. Геология Тихого океана. Перев. с англ. «Мир», 1966.
- Нейман В. Б. Расширяющаяся Земля. Географиз, 1962.
- Островные дуги. Сб. статей. Перев. с англ. ИЛ, 1952.
- Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1970.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов, связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— Изв. АН СССР, сер. геол., т. 3, № 1, 1956.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961.
- Померанцева И. В., Мозженко А. Н. и др. Применение сейсмологических станций «Земля» при изучении юго-востока Русской платформы.— Докл. АН СССР, т. 163, № 1, 1965.
- Поспелов Г. Л. О типах механических геологических напряжений и геотектонической решетке.— Изв. Вост. фил. АН СССР, № 1, 1957.
- Поспелов Г. Л. О закономерностях размещения магматогенных железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
- Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем.— Геол. и геофиз., № 11, 12, 1962.
- Поспелов Г. Л. Проблемы метода познания в геологии.— В сб. «Материалистическая диалектика и методы естественных наук». «Наука», 1968.
- Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Горлов Н. В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости.— Сов. геология, т. 53, 1956.
- Радкевич Е. А. Металлогенические зоны Приморья и особенности их развития.— Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 3, 1956.
- Резанов И. А. О строении земной коры платформенных областей.— Бюлл. МОИП, т. 57, отд. геол., т. 37, вып. 1, 1962.
- Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли.— В кн. «Геология докембрия», МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол. «Недра», 1964.
- Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения.— Изд-во АН СССР, 1961.
- Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000, под ред. акад. А. Л. Яншина). «Наука», 1966.
- Чурилин М. А., Пшеничный Л. В. Дугообразные структуры Алтае-Саянской складчатой области и их роль в локализации эндогенного оруденения.— «Разв. и охрана недр», № 3, 1968.
- Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.
- Шейманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Магдан, 1959.

- Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— Геотектоника, № 4, 1970.
- Шейнманн Ю. М. Об энергетике некоторых глубинных геологических процессов.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1970.
- Щерба Г. Н. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана.— Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 20, 1955.
- Щерба Г. Н. Об одном из возможных принципов анализа металлогении региональных подвижных зон.— Геол. и геофиз., № 5, 1965.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5, 1965.
- Bullard E. C. The deeper structure of the ocean floor.— Prog. Roy. Soc., ser. A., v. 265, № 1322, 1962.
- Hospers J., Van Andrel S. I. Paleomagnetism and the hypothesis of an expanding Earth.— Tektonophysics, v. 5, № 1, 1967.
- Jordan P. Die Expansion der Erok. Braunschweig, 1966.
- Menard N. W. Sea floor Spreading, Topography and the second Layer. Science, № 3781, 1967.
- Mason R. J., Raff A. D. Magnetic survey of the west coast of North America, 32° N Latitude to 42° N Latitude.— Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, № 8, 1961.
-

К. В. БОГОЛЕПОВ

О ПОНЯТИЯХ
«ОРОГЕННАЯ СТРУКТУРА» И «ОРОГЕНЕЗ»

Термин «орогенез» этимологически тождествен термину «горообразование», но вопреки его прямому смыслу имеет различные толкования. Одни ученые отождествляют орогенез с движениями земной коры в определенных тектонических зонах, другие — со складчатостью, третьи — с поднятиями различных участков земной коры независимо от их строения; орогенез рассматривается как один из этапов геосинклинального развития или отождествляется с геосинклинальным процессом в целом. Появилось и стремление отказаться от этого термина, несмотря на то, что он наиболее соответствует представлению об одном из важнейших геологических явлений и требует лишь более строгого определения и использования.

К ИСТОРИИ ВОПРОСА

Первые представления о возникновении гор на месте ранее существовавших областей погружения, названных геосинклиналями, содержатся в работах Холла (Hall, 1859) и Дана (Dana, 1873). Они явились основой для разработки геосинклинальной теории и установления стадийности развития земной коры. Впервые понятие «орогенез» было введено Г. Гильбертом (Gilbert, 1890) при исследованиях Большого бассейна и района оз. Боннвил. Орогенезу, создающему горные формы рельефа — «узкие географические волны» (narrow geographical waves) он противопоставил эпейрогенез — «движения широкого охвата» (broad movements), образующие «континенты и плато, а также океанические и континентальные бассейны». В оба понятия Гильберт вкладывал главным образом морфологический смысл, учитывая при этом и структурные изменения, происходившие в толщах горных пород. Понятие «эпейрогенез» он вывел, изучая изгибы террас оз. Боннвил. Он писал: «Изменения, обнаруженные благодаря изгибу береговых линий, охватывают обширные области и являются эпейрогеническими» (Gilbert, 1890, стр. 63). В то же

время системы сбросов вдоль гор Уосатч он рассматривал как «орогенические образования», приводящие или сопровождающие возникновение горного хребта.

Если Гильберт не связывал проявления оро- и эпейрогенеза с тем или иным субстратом, то, по представлениям Ога (Naug, 1900, 1907 — 1927), орогенические движения присущи только геосинклиналям, причем на всех стадиях их развития. Орогенез обусловлен боковым сжатием; он выражается главным образом складчатостью, но также и формированием внутри геосинклинали поднятий и опусканий. Орогенические структуры всегда параллельны оси геосинклинали, а в случае постумных проявлений — направлению складок. В отличие от них эпейрогенические движения приурочены только к «континентальным областям». Они также создают позитивные и негативные формы, но располагающиеся перпендикулярно к древним складкам. Кроме того, в отличие от орогенических движений, обусловленных тангенциальным сжатием, эпейрогенические направлены вертикально.

Дальнейшая судьба понятия в значительной мере связана с работами Штилле, оказавшими большое влияние на понимание многих тектонических явлений и в том числе орогенеза несколькими поколениями геологов. В 1919 г. в работе «Понятия орогенез и эпейрогенез» (1964а) Штилле, критикуя пространственный принцип Ога при распределении обоих «тесно связанных между собой явлений», развивает его основное положение об орогенезе как о геосинклинальной складчатости и отождествляет оба процесса. Он почти не учитывает этимологическое значение термина и морфоструктурный принцип разделения, положенный в основу понятия Гильбертом, считая, что горы образуются и при орогенезе, и при эпейрогенезе.

В отличие от Ога, разделявшего оро- и эпейрогенез по направлению приложенных тектонических сил, Штилле считает, что причина обоих в тангенциальных напряжениях: «...эпейрогеническая сила — это не что иное, как ослабленная орогеническая сила... Обе, таким образом, качественно одинаковы и лишь количественно различны» (Штилле, 1954а, стр. 97). В связи с морфологическим сходством результатов и тождеством причин центр тяжести различий переносится в сферу структурных преобразований земной коры. Но так как наиболее существенные структурные изменения связаны со складчатостью, а складчатость, по мнению Штилле, непосредственно выражается в рельефе, то понятия «складчатость» и «орогенез» считаются тождественными и фазы орогенеза выводятся из анализа угловых несогласий в разрезах.

В чем же заключаются количественные различия, по которым оро- и эпейрогенез могут быть разделены? По Штилле, критериями служат «тип процесса» и длительность его проявления. Тип процесса различается изменением структуры субстрата при орогенезе и ее сохранением «без изменения» (там же, стр. 73) при эпейрогенезе. Условность критерия «сохранности структуры» особенно ясна, если учесть предполагаемое Штилле единство причин оро- и эпейрогенеза. Оба явления он рассматривает «как функции: 1) интенсивности тектонических сил (фактор «давление»); 2) способности затронутого материала к реакции (фактор «строе-

ние)...» (Штилле, 1964в, стр. 97). Считая что «изменения в силе давления уже полностью обуславливают разницу в орогенических и эпейрогенических проявлениях», автор тут же вынужден оговориться: «...если проявления оро- и эпейрогенезов являются функцией давления и способности к реакции, то в случае высокоразвитой способности к реакции даже при слабом давлении должны происходить процессы орогенного типа» (там же, стр. 98). Признавая расплывчатость границ между обоими процессами и их выражением в структуре, Штилле выделяет «синорогенезы» — «промежуточные случаи, когда эпейрогенические и орогенические процессы настолько тесно переплетаются, что разделить их очень сложно», или явления, «которые по времени относятся к орогенической фазе, а по типу стоят на границе орогенических и эпейрогенических». Синорогенезам противопоставляются «синэпейрогенезы», т. е. преобразование орогенного типа в «анаорогенные эпохи» при материале, обладающем «высокой способностью к реакции» (Штилле, 1964б).

Время — второй и, пожалуй, более важный критерий, по которому Штилле предлагает отличать орогенез от эпейрогенеза, перед ним и структурные признаки отступают на задний план. Предполагаемое существование наряду с «эпейрогеническими волнами большого протяжения», «волн средней протяженности» и «частных ундаций», подобных по морфологии и размерам «орогеническим складкам», приводит автора к необходимости различать формы ундационного (эпейрогенического) и ундуляционного (орогенического) происхождения, в том числе «ундационные и удуляционные грабены и горсты», исходя из «мгновенности или длительности процесса», т. е. из «предистории их образования» (Штилле, 1964а, стр. 76).

Из изложенного видно, что введенное еще Огом и развитое Штилле представление об орогенезе как о геосинклинальной складчатости имеет лишь косвенное отношение к понятию горообразования. Тем не менее структурная направленность исследований Штилле, выделение им последовательно сменяющих друг друга форм складчатости, зависящих от «зрелости территории», его выводы об определенной «целеустремленности в направлении возрастания стабильности», которой «соответствует целеустремленность орогенеза (т. е. складчатости.— К. Б.) в направлении ко все более низким орогенным типам...», сыграли большую роль в понимании стадийности развития геосинклиналей и в разработке современных представлений об орогенезе. В более поздних работах, не отказываясь от принятой им терминологии, Штилле указывает на ее недостатки: «Дело в том, что горы возникли не вследствие орогенеза, т. е. горообразования, а напротив, благодаря эпейрогенезу. И наоборот, мы видели, что континенты были созданы или разрослись не благодаря эпейрогеническим (сушеобразующим) процессам, а в результате орогенических процессов» (Штилле, 1964, стр. 211). Более того, он приходит к выводу, что складчатость и активное горообразование разделены во времени. Он пишет: «...в истории горной цепи следует различать два момента: во-первых, создание складчатых структур в качестве основного элемента и, во-вторых, те тектонические процессы, которые на основе этих складча-

тых структур образуют горы в их современном облике. Эти процессы одновременно разрушают складчатые структуры, разделяя их на отдельные поднимающиеся и погружающиеся блоки. Первые процессы относительно складчатых структур, следовательно, конструктивные, а последние — скорее деструктивные. Первые альпийские, последние, поскольку они не чисто эпейрогенические, — германотипные. Раздел во времени между ними находится после той складчатости, которая повлекла за собой длительную консолидацию (разрядка автора. — К. Б.) (там же, стр. 211).

Исходя в основном из структурных данных и лишь попутно касаясь (главным образом для магматизма) эволюции вещественного состава, Штилле в вопросах развития геосинклиналей следует классификации Крауса (Kraus, 1927), выделившего стадии: 1. Предорогенную (vorgogen), характеризующуюся постепенным общим прогибанием. 2. Раннеорогенную (глубокоорогенную — tiefrogen) — дифференциации геосинклинали, возникновения прогибов и кордильер, поставляющих материал для флиша. 3. Главную орогенную стадию (высокоорогенную — hochrogen) — выход геосинклинали из-под уровня моря и образование молассы. 4. Послеорогенную (nachrogen) стадию — новые деформации образовавшейся ранее складчатой системы с развитием разломов и сводовых поднятий.

В этой классификации, используемой и в настоящее время (Termier, 1957—1961; Обуэн, 1967, и др.), геосинклинальный процесс как бы теряет самостоятельное значение, оказывается лишь подготовкой для орогенеза, а геосинклиналь — только ареной, где развертывается складчатость и горообразование. Отсутствие четких различий в понятиях «геосинклинальный процесс», «складчатость» и «горообразование» и стремление их объединить проявилось у Л. Кобера (Kober, 1923), заменившего термин «геосинклиналь» термином «ороген». Эта же тенденция привела к тому, что вопреки предложению Е. Хаармана (Haarmann, 1962) орогенез продолжает рассматриваться как синоним тектогенеза.

Успех и почти полувековая жизнь схемы Крауса, несколько модифицированной Штилле, определяется тем, что она перебрасывает мост между чисто структурными построениями и реконструкциями, основанными на изучении вещественного состава горных пород.

Второе направление в развитии представлений об орогенезе, которое в отличие от структурного может быть названо структурно-формационным, разрабатывалось главным образом русской геологической школой. Смысл направления заключается в исследовании «не только того, как деформировано, но и того, что деформировано» (разрядка автора. — К. Б.) (Херасков, 1948, стр. 124). Говоря о советской школе и ее отличии от западной, следует иметь в виду, в первую очередь, ее традиции и особенности, связанные с различиями объектов исследования. В одном случае Альпийский пояс Европы, предопределивший структурную направленность работ, в другом — огромные пространства русских равнин, перемежающихся с древними горными сооружениями. Благодаря этому еще в дореволюционной России особенно широко развивались литолого-петрографические и палеогеографические методы исследова-

дования, через которые уже в дальнейшем осуществлялись структурные построения. На эти особенности развития геологии в России и на Западе обратил внимание еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.

Наибольшее значение в разработке структурно-формационного направления в изучении тектонических процессов в целом и орогенеза в частности сыграли работы Н. С. Шатского и его сотрудников. В основе направления лежит установление связи между образованиями горных пород и их ассоциаций (осадконакопление, магматизм) и развитием структуры земной коры, выражающемся в рельефе. Соответственно этому структура рассматривается не столько как соотношение форм дислокаций, разделенных поверхностями угловых несогласий, фиксирующих фазы орогенеза или складчатости, сколько как пространственная взаимосвязь определенных наборов (ассоциаций) горных пород, состав и соотношение которых отражают эволюцию тектонического процесса. В отличие от представлений Штилле, Шатский и его ученики считают складчатость длительным эволюционным процессом, соразмерным по скорости с процессом осадконакопления и лишь ускоряющимся в определенные эпохи. Складчатость не отождествляется с орогенезом. Орогенез рассматривается в соответствии со смыслом термина как горообразование — процесс, присущий определенным стадиям тектогенеза и выражающийся, как и в случае геосинклинального или платформенного типов развития, характерным набором осадочных и магматических формаций. Однако здесь, забежав вперед, мы подошли к современному пониманию орогенеза, которому предшествовала длительная эволюция взглядов.

В тридцатых годах Н. С. Шатский еще отождествляет орогенез и складчатость. Он пишет: «Движения орогенические, т. е. складкообразовательные, происходят одновременно с эпейрогеническими» или далее: «...между типичными орогеническими (складкообразовательными) движениями и эпейрогеническими, по-видимому, существуют переходы» (1964а, стр. 589; 1964б, стр. 595). В тех же работах угловые несогласия отождествляются с орогеническими фазами, хотя сам механизм образования несогласий представляется результатом наложения эпейрогенических движений на складкообразовательные. Только в 1939 г. Шатский приходит к выводу, что «...классическое современное деление движений земной коры на два типа (эпейрогенические, называемые часто «колебательными», и орогенические, или складкообразовательные) совершенно недостаточно для детального анализа истории земной коры». Он предлагает выделить: а) эпейрогенические движения (в узком смысле этого слова), захватывающие огромные сегменты Земли, объединяющие как платформы, так и геосинклинали, б) движения, создающие на платформах плоские прогибы типа синеклиз и плоские поднятия, в) движения орогенические (в узком смысле), с которыми связаны в геосинклинальных зонах образования частных геосинклинальных прогибов и поднятий (часто зон денудаций — антиклинорий и синклинорий), д) движения складкообразовательные, создающие линейные складки и брахиструктуры, усложняющие структуры орогенического типа. Он считает, что «...для состояния геосинклинальных областей характерными являются движения орогенические (в) и складкообразовательные (г); для платформенных — движения типа «б»,

которые, возможно, свойственны и геосинклиналям. Движения эпейрогенические захватывают и те и другие области» («На теоретическом фронте», 1939, стр. 4).

Таким образом, в этой работе Шатский впервые разделяет орогенез и складчатость, придавая обоим типам движений самостоятельное значение. Но в понимании орогенеза, как дифференциации геосинклиналей и только геосинклиналей на всех стадиях их развития, он еще стоит на точке зрения Ога.

Более совершенное определение орогенеза как комплекса тектономагматических процессов, приводящих к образованию горной области, было дано в те же годы А. Н. Мазаровичем (1940). Говоря о крупных, направленно развивающихся «исторических циклах», выражающих «ритмичность» развития земной коры, Мазарович в каждом из них выделяет детрактивный, геосинклинальный и орогенный этапы. Для геосинклинального этапа он считает характерным «развитие растягивающих усилий в земной коре, мощных опусканий и подготовки будущего орогенеза». Называть этот этап «эволюционным» или «анорогенным» он считает неправильным, так как в течение его «явления прогибания отдельных геосинклинальных бассейнов чередуются иногда с весьма крупными, но местными проявлениями складчатости». Орогенный этап, по его мнению, «соответствует максимальной активизации тектонических сил, когда в ряд приемов происходит складчатость, вторгаются кислые интрузии и преобразуется рельеф земной поверхности» (Мазарович, 1940, стр. 20). «Время орогенеза характеризуется рядом явлений, не свойственных другим фазам развития. Во-первых, создается резкий рельеф, образуются высокогорные области... крайне характерно образование предгорных впадин, только и существующих в это время» (разрядка автора.— К. Б.) (там же, стр. 22). Орогенезу соответствует перераспределение суши и моря и «весьма значительный подъем платформенных областей». К осадкам орогенного этапа Мазарович относит не только молассу, но и флиш, т. е. приходит к точке зрения, высказанной через четверть века Обуэном (1967).

Критикуя «канон Штилле», Мазарович пишет: «Орогенез несомненно продолжается долго и идет медленно, постепенно нарастая в своей напряженности, но при этом происходя при изменяющейся скорости; всякое убыстрение процесса ведет к созданию новых складчатых форм, активизации магматических процессов и т. д... Такие пучности в ходе волны орогенеза и следует называть фазами, не придавая этого имени местным явлениям, к чему склоняются многие геологи, стремящиеся доводить идеи Штилле до крайности...» (там же, стр. 24). Он предостерегает и от второй крайности — от доведения идей Шатского об одновременности процессов складчатости и осадкообразования «до их логического конца»: «Наблюдавшиеся Н. С. Шатским явления одновременного процесса складчатости и осадкообразования существуют, местами очень хорошо выражены, в особенности в зоне предгорных впадин, но они никоим образом не противоречат созданию пучностей в волновом развитии орогенического процесса. Идти дальше в этом направлении опасно, так как мож-

но... оторваться от действительно существующих закономерностей» (там же).

Очень существенно отмечаемое Мазаровичем «смещение циклов и их этапов во времени», заставляющее «очень внимательно присматриваться ко всем теориям орогенеза, основанным на строгой цикличности явлений» (там же, стр. 25). Он доказывает, что движения земной коры не универсальны, а приурочены к определенным геосинклиналям, в других же они либо смещены во времени, либо отражаются весьма слабо или вовсе отсутствуют. При этом «даже главные фазы не проходят сквозь все геосинклинали данного времени, а являются строго локализованными, рядовые же фазы не выдерживаются и на протяжении одной геосинклинали... (разрядка автора.— К. Б.), а отсюда причина орогенеза не есть общее сжатие земного шара... последний испытывает одновременно чередующиеся сжатия и растяжения» (там же, стр. 22—23).

Эти представления Мазаровича подтвердились в наши годы при изучении мирового фактического материала и в частности огромного числа данных по Евразии, проанализированных группой ученых под руководством А. Л. Яншина. Так, А. Л. Яншин пишет, что «изучение материалов по Евразии приводит к убеждению об отсутствии не только общепланетарных фаз складчатости, но и общепланетарных эпох складчатости», о том, что «хронологических разрывов между эпохами складчатости — планетарных эпох тектонического покоя — в истории развития земной коры не было, так же, как не было эпох повсеместной одновременной складчатости» (Тектоника Евразии, 1966, стр. 444—445).

В том же 1940 г. была опубликована статья Г. Ф. Мирчинка «Основные закономерности земного лика», в которой он предложил наряду с геосинклинальными зонами и платформами выделить третий структурный элемент земной коры континентов — глыбовые зоны. Их отличительными особенностями являются «стремление к вертикальным дифференциальным движениям масс с разрывом сплошности пород по трещинам, с излияниями по ним мощных лав, преимущественно базальтов, и образование интрузий из нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов. Не менее характерны для этих глыбовых зон мощные, более или менее сильно дислоцированные, нередко грубообломочные осадки, образованные за счет прилежащих к впадинам приподнятых глыб» (Мирчинк, 1940, стр. 54). В основе концепции Мирчинка — постепенное отмирание геосинклиналей (гипотеза А. А. Борисяка) и замещение их качественно отличными образованиями — глыбовыми зонами, появляющимися в палеозое и широко распространяющимися в мезозое и кайнозое. Примером этих зон он считает Балтийский щит или его часть, в пределах которой образовались «разломы главного пояса Кольского полуострова..., сопутствуемые проявлениям магматической деятельности, отличной от деятельности, типичной для геосинклинальных зон», «геосинклиналь Донбасса», послекаледонские структуры Центрального Казахстана, мезозойско-кайнозойские структуры Тянь-Шаня, южной части Алданского щита и т. п. (там же, стр. 57). Со структурными изменениями, приводящими к формированию глыбовых зон, Мирчинк связывает образование Индийско-

го и Атлантического океанов. Идеи его, в той или иной форме модифицированные и сами по себе близкие к представлениям Штилле о «зрелости территории» и о «деструктивном» характере германотипных форм по отношению к альпийской складчатой структуре, в дальнейшем получили широкое распространение.

Итак, уже в начале сороковых годов начали утверждаться два представления. Первое — о том, что понятия «орогенез» и «складчатость» не могут отождествляться. Орогенез — это особый тектономагматический процесс, приводящий к образованию горного рельефа и лишь сопровождающийся складчатыми и дизъюнктивными дислокациями. Второе — что существуют два типа горообразования. Первый тип связан в пространственном и временном отношении с геосинклиналями и обусловлен перераспределением масс земной коры при складчатости (орогенный этап, по Мазаровичу). Второй образуется в пределах стабилизированных складчатых сооружений и платформ и является результатом реакции «жесткой» коры на создающиеся в ней напряжения (глыбовые зоны, по Мирчинку, по-видимому, структуры, возникающие в деструктивный этап, по Мазаровичу).

В дальнейшем внимание геологов обращено на изучение обоих типов структурных форм и связанных с ними комплексов осадочных и магматических пород. Самостоятельное значение орогенных образований в структуре земной коры отражено на «Тектонической карте СССР и сопредельных стран» (1956), но особенно подчеркнуто А. А. Богдановым при описании палеозойской структуры Центрального Казахстана. Он выделяет орогенный этап как «постгеосинклинальный» и отмечает, что «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» (Богданов, 1959, стр. 33). Эти выводы были использованы и подтверждены в те же годы при изучении ряда складчатых областей (Белостокский и др., 1959; Красильников, 1961; Муратов, 1962, и др.).

Представление о втором типе горообразования (глыбовых зонах, по Мирчинку) использовалось главным образом в неотектонике (Обручев, 1948; Шульц, 1948; Николаев, 1955), а также послужило основанием для разработки гипотез аркогенеза (Павловский, 1948, 1953) и «сводового поднятия» (Корешков, 1960), для выделения вслед за Чен-Го-да «диваструктур» (Масайтис и Старицкий, 1963), эпигоналей (Комаров и Хренов, 1963, 1964), областей активизации и т. п.

Особенно большое значение для разработки проблем орогенеза и классификации основных структурных элементов имели последние работы Н. П. Хераскова (1967а, б), как бы подводящие итог успехам структурно-формационного направления советской тектонической школы. Н. П. Хераскову впервые удалось синтезировать представление о «глыбовых зонах» Мирчинка и об орогенной структуре, возникающей на месте замкнувшихся в процессе

складчатости геосинклиналей и вывести единое понятие об орогенезе. Один из его основных выводов заключается в том, что «разделение всех структур континентов на два элемента — платформы и геосинклинальные системы... не может удовлетворить требованиям тектонического районирования и не позволяет наглядно представить развитие структур континентов» (Херасков, 1967а, стр. 264). Объективные данные по Донбассу, Центральному Казахстану, Забайкалью и ряду других районов, к которым «неизменно обращаются исследователи при попытках выделить основной структурный элемент», не укладываются «в принятый за норму ряд: геосинклинальная система, закономерно превращающаяся в платформу» (там же, стр. 296).

Основанием для выделения третьего структурного элемента, для которого «наиболее удачным представляется термин орогенные системы или области», Херасков считает морфологические (структурные) признаки и «характеристику осадков и магматических проявлений», т. е. формационный анализ. Главное отличие орогенных областей от геосинклиналей и платформ, по его мнению, заключается в том, что в «целом это области воздымания земной поверхности, хотя в них имеются наряду с поднятиями значительные прогибы, т. е. контрастность в движениях отдельных частей сходна с той, которая наблюдается в геосинклинальных системах». Поднятия и прогибы орогенных областей «менее линейны, чем те же формы геосинклинальных систем». Вместе с тем им присуща «крайняя неравномерность в распределении дислокаций по площади. Участки с почти горизонтальным залеганием слоев, которое иногда нарушено изолированными складками и разломами, чередуются в этих системах с зонами крупных деформаций складчатых и разрывных, но при этом ведущее значение имеют разломы» (там же, стр. 277—278). Среди структурных форм характерны «как те формы, которые были выделены в качестве германотипных, так и формы простых складок, отнесенные Штилле к юрскому подтипу альпинотипа, а также иногда пологие глыбовые надвиги». При этом «германотипные дислокации с почти не деформированными блоками, разделенными крутыми разломами, появляются преимущественно при ограниченной мощности чехла отложений, возникших в орогенный этап, а при возрастании мощности последнего глыбовое строение более или менее маскируется различными по форме мелкими складками чехла» (там же, стр. 278).

При всем этом морфологические особенности в силу их сходства для структурных элементов разных классов и отсутствия достаточно точных данных, имеющих лишь по ограниченному числу хорошо изученных районов, по мнению Хераскова, не могут служить надежным критерием и потому при выделении орогенных систем «целесообразно основываться на характеристике осадков и магматических проявлений, т. е. обратиться к формационному методу» (там же, стр. 269). Общие особенности орогенных формаций он представляет исходя из их накопления в горных областях. Наиболее примечательные признаки — это «преобладание обломочных и грубообломочных континентальных отложений и появление изолированных и полуизолированных бассейнов аккумуляции». Однако на примере современных горных районов Средней Азии конгломераты

неправильно считать «необходимым членом каждой орогенной серии». Они могут отсутствовать и целиком заменяться не только глинами и песками, но и органогенными и хемогенными осадками, особенно в тех случаях, когда «дифференциальные движения ограничивают дальность переноса обломочного материала. Он может скапливаться в частных прогибах, захватывающих лишь небольшую часть области аккумуляции у подножия горных хребтов» (там же, стр. 280). Следует отметить, что Херасков чересчур расширяет класс орогенных формаций, включая в их число и коры выветривания.

Наряду с особенностями вещественного состава и морфологии формационных тел орогенного класса важным диагностическим признаком Херасков считает их вертикальные и латеральные соотношения с геосинклинальными и платформенными формациями. Из этих соотношений выводится представление о «тектонической гетерогенности третьего структурного элемента» и разделение класса орогенных формаций на четыре подкласса. Из них «геоантиклинальный» подкласс недостаточно строго ограничен и, видимо, еще лежит в сфере геосинклинального процесса, поскольку геоантиклинальные формации тесно ассоциируются, а иногда и переслаиваются с формациями геосинклинального класса, залегая внутри геосинклинального структурного этажа. Что касается ката- и метаплатформенного подклассов, то их разделение основано не столько на вещественных, структурных или морфологических отличиях, сколько на положении в вертикальном разрезе по отношению к платформенным (чехолным) формациям.

При всем значении работ Хераскова для понимания орогенеза и выделения орогенного класса структур следует иметь в виду, что он исходил главным образом из анализа осадочных формаций. Крупным шагом в разработке классификации магматических формаций и в установлении их связи с типами тектонических структур явились исследования Ю. А. Кузнецова, использовавшего методические приемы, разработанные Шатским и Херасковым. Уже в первом, в настоящее время уточненном, варианте классификации Кузнецов (1964), помимо некоторых особых типов, выделяет три класса: «формации собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон», «орогенные, главным образом геоантиклинальные, формации подвижных зон» и «формации устойчивых областей», т. е. платформ. Правда, связывая класс орогенных формаций с геоантиклинальным режимом, Кузнецов отмечает «расплывчатость его тектонического содержания». Он пишет: «В большинстве своем магматические формации этого подразделения достаточно отчетливо связаны с окончательной сменой геосинклинальных условий — режимом устойчивых поднятий. В связи с этим эффузивы представлены преимущественно наземными фациями, а интрузивные комплексы всегда размещаются в консолидированных толщах и всегда являются послескладчатыми... Но они могут быть и значительно более ранними, появляясь, например, одновременно и рядом с подводными спилито-кератофировыми формациями, но в пределах ясно выраженного поднятия, оформившегося на фоне общего геосинклинального прогиба» (Кузнецов, 1964). С другой стороны, орогенные формации «часто выходят за пределы геосинклинальных складчатых

структур и широко распространены... и на платформах, в том случае, если последние оказываются сильно разбитыми и испытали значительную активизацию» (Кузнецов, там же, стр. 32).

Таким образом, представления Кузнецова перекликаются с выводом Хераскова о «структурной гетерогенности» класса орогенных формаций. В той же работе делается попытка его разделения на группы или подклассы. Для намечающихся групп еще не определены диагностические черты, но установлено тяготение первой из них к геосинклинальным поднятиям — очагам будущего орогенеза, второй — к «окончательной смене геосинклинальных условий режимом устойчивых поднятий» и третьей — к областям активизации за пределами «собственно геосинклинальных складчатых структур». Нетрудно заметить, что первая группа соответствует геосинклинальному подклассу Хераскова, вторая — эпигеосинклинальному и третья — его же ката- и метаплатформенным подклассам.

В определении роли и места магматизма в формировании структуры земной коры Кузнецов идет дальше схем Штилле и Билибина. Он указывает на «чрезмерную упрощенность, а во многом и ошибочность представлений о «синтектоничности» гранитных батолитов, о приуроченности их к «главной» фазе складчатости». Он пишет: «В действительности только в некоторых случаях и только на больших глубинах рождение гранитной магмы совпадает по времени с интенсивными движениями и процессами регионального метаморфизма. Поднятие же гранитной магмы или передвижение вверх фронта магмообразования осуществляется всегда после складчатости и расчленки осадочных толщ и связано с заложением или подновлением крупных разломов в жестких непластичных породах» (разрядка автора. — К. Б.) (там же, стр. 102). Здесь Кузнецов вплотную подходит к представлению о двух формах или типах орогенеза, разделенных эпохой стабилизации: «Максимальные поднятия, эпохи формирования гранитных интрузий, естественно, сопровождаются энергичным размытием, приводящим довольно быстро к выведению на поверхность гранитных плутонов и нередко — к пеницилизации страны. Но тенденции к поднятию нередко сохраняются, геосинклинальные области снова испытывают поднятия и в этом случае нередко... снова появляется существенно андезитовый интрузивно-эффузивный вулканизм, обычно неотличимый от добатолитового и всегда обнаруживающий ясную связь с разломами...» (там же, стр. 102—103).

В последующей работе Кузнецов (1970), пересматривая ряд высказанных ранее положений, дает более четкую характеристику орогенного (сводово-глыбового по принятой им терминологии) магматизма. Он выделяет три основные группы магмоконтролирующих структур, «каждая из которых отличается достаточно специфическим магматизмом. Это: 1) структуры взламывания кратонов (устойчивых областей), сопровождающиеся базальтовым магматизмом; 2) сводово-глыбовые структуры взламывания континентальных кратонов и квазикратонов (складчатых областей. — К. Б.), сопровождающиеся преобладающим среднекислым магматизмом, и 3) геосинклинальные структуры со сложным комбиниру-

ванным магнитизмом...» Группа сводово-глыбовых структур, характеризующаяся «поразительно устойчивым набором магматических формаций», объединяет как области «автономной» и «отраженной» активизации, по Щеглову, так и структуры, возникающие в орогенный этап развития геосинклинальных областей, в результате наложенной разломно-блоковой тектоники. Орогенный этап по своей тектонике и характеру магматизма «настолько отличается от предшествующей стадии замыкания геосинклинали..., что его вообще следует исключить из ряда последовательных этапов или стадий геосинклинального процесса» (разрядка автора.— К. Б.). Более того, Кузнецов приходит к выводу, что самостоятельными, с точки зрения магматизма, являются только структуры взламывания кратонов и сводово-глыбовые структуры. Индивидуальность же геосинклинального магматизма проявляется лишь в стадию замыкания геосинклинальной зоны, когда обстановка сжатия определяет возникновение линейной складчатости, создает специфический облик гранитоидных плутонов и приводит к проникновению протрузий гипербазитов, несвойственных двум первым типам структур.

К вопросу о необходимости выделения третьего основного элемента в структуре континентальной коры, независимо от структурно-формационных исследований, пришли в начале шестидесятых годов и специалисты в области металлогении. Их вывод основан на отсутствии пространственных и временных связей между геосинклиналями и платформами, с одной стороны, и многими крупнейшими рудными поясами Забайкалья, Восточной Монголии и Китая, Скалистых гор Северной Америки, Западной Европы — с другой. Работами Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1964, 1965), А. Д. Щеглова (1964, 1968), Н. А. Фогельман (1968) и других геологов устанавливается самостоятельное металлогеническое значение «сводово-глыбовых областей» или областей «автономной активизации», возникающих, по их представлениям, в результате структурной перестройки и «разрушения» платформ и складчатых областей. Щеглов намечает две стадии развития «областей автономной активизации». Первая из них, характеризующаяся образованием «вулканогенных прогибов», сопровождается формированием месторождений от редкометальных оловянных, вольфрамовых или молибденовых к полиметаллическим и золоторудным и далее к урановым. Вторая — возникновением «терригенных впадин» и низкотемпературных приповерхностных месторождений эпитермального типа, представленных сложной гаммой флюоритовых, баритовых, полиметаллических, золоторудных и других минеральных ассоциаций. Одновременно работами Е. Д. Карповой (1968), А. Н. и Л. Н. Леонтьевых (1969, 1970) и др. намечается значительное сходство металлогении процессов активизации с металлогенией орогенной стадии развития геосинклиналией.

Металлогенические исследования показали большую практическую значимость разработки проблем орогенеза для прогнозирования обширного комплекса полезных ископаемых и подтвердили целесообразность выделения третьего структурного элемента земной коры в трактовке, предложенной Херасковым.

Несмотря на значительные успехи в изучении проблем орогенеза, полученные благодаря широкому применению структурно-формационных методов, в настоящее время существует несколько несогласованных, а подчас и исключают друг друга точек зрения.

Первая точка зрения исходит из классической геосинклинальной теории и наиболее последовательно проводится в работах М. В. Муратова, считающего, что «в основе строения материков лежат две... основные категории структур земной коры: древние докембрийские платформы и подвижные или складчатые пояса» (Муратов, 1963, стр. 3). В строении геосинклинальных складчатых поясов Муратов выделяет «комплекс основания», «главный геосинклинальный комплекс» и «моассовый комплекс». Между ними наблюдаются резкие угловые и структурные несогласия и сами комплексы «соответствуют границам основных этапов их геосинклинального развития» (там же, стр. 5). Моассовый комплекс имеет «совершенно иные по форме и строению структурные элементы, чем подстилающий его геосинклинальный комплекс, ...он представлен иными формациями осадочных и вулканических пород» и «носит вполне определенные индивидуальные черты» (разрядка автора.— К. Б.) (там же, стр. 12). На заключительном этапе, соответствующем образованию моассового комплекса, «происходили существенно иные процессы, поднятия крупных частей коры (горных хребтов) и проседание обширных котловин грабенов (разрядка автора.— К. Б.). Эти явления, вероятно, «...являются отражением более глубинных процессов» (там же, стр. 21). При всем этом Муратов считает неправильным «отрывать» орогенный комплекс от геосинклинального и рассматривает образование обоих в пределах единого геосинклинального процесса. Правда, он оговаривается, отмечая, что «кроме того моассовый комплекс бывает широко распространен в областях новейших горных поднятий, за пределами геосинклинальных областей, с которыми он связан. Однако это особый случай, требующий специального рассмотрения» (там же, стр. 12). В трактовке Муратовым «моассового комплекса» превалируют не столько структурно-формационные критерии, сколько генетические, в соответствии с которыми геосинклинальный процесс отождествляется с развитием «гранитного слоя», а каждый из этапов, в том числе и орогенный, рассматривается лишь как «веха на пути формирования материковой коры» (там же, стр. 21). Поэтому основным доводом в пользу нераздельности геосинклинального процесса и орогенеза является то, что с «моассовым комплексом связаны гранитоидные интрузии (поздние или «посторогенные граниты», по Штилле), которые в то же время «генетически неразрывно связаны с комплексом более ранних (синорогенных) гранитоидов, имеющих домолассовый возраст» (там же, стр. 12—13). Та же точка зрения выражена А. А. Моссаковским (1964, 1965). Упомянув о представлениях Шульца и Паннекука о независимости горообразования от геосинклинального процесса, он считает, что «существование этих двух диаметрально противоположных тенденций в

понимании сущности, места и времени проявления орогенных процессов... привело в конечном счете к неопределенности понятия «ороген» и «орогенный этап» (Моссаковский, 1965, стр. 5).

Вторая точка зрения выражена в работах Н. И. Николаева и В. В. Белоусова. Она заключается в том, что горообразование в областях древних платформ и стабилизированных складчатых сооружений принадлежит новейшему этапу и выражает «послеплатформенную форму развития земной коры» (Николаев, 1955, стр. 88). По Белоусову, это «принципиально новая базальтовая стадия» (Белоусов, 1964), отражающая необратимый ход эволюции Земли. Нетрудно заметить, что истоками этих воззрений является, с одной стороны, классическая теория геосинклинального процесса (Штилле, Кюбер, Муратов и др.), с другой, идеи Мирчинка о «глыбовых горах» как о третьем структурном элементе земной коры, постепенно замещающем геосинклинали и платформы, и, наконец, исходящее от Борисяка представление об эволюции не как о последовательном изменении в течение геологической истории основных типов структуры, а как о полной замене одного типа другим.

Третья точка зрения исходит из рассмотренных работ Н. П. Хераскова (1967а, б). Она разрабатывалась С. С. Шульцем (1964), ей соответствует ряд положений учения о магматических формациях (Кузнецов, 1964, 1970; Кузнецов и Яншин, 1967), она находит подтверждение в широком круге металлогенических построений (Кузнецов, 1968; Карпова, 1968; Леонтьевы, 1969, и др.). Согласно этой точке зрения орогенез может быть определен как тектонический процесс, приводящий к образованию горного сооружения на месте ранее существовавших геосинклиналей и платформ (морфоструктурный аспект), глыбово-складчатых структурных форм (структурный аспект) — сводовых вздутий и прогибов, систем разломов, горстов и грабенов, фиксирующихся в разрезе соответствующей ассоциацией (формационный аспект) осадочных и магматических пород.

По своей направленности — резко выраженное дифференциальное поднятие — орогенез противоположен геосинклинальному процессу — дифференциальному погружению. Целесообразно различать: протоорогенез — первичное горообразование, следующее непосредственно за геосинклинальным процессом, и дейтероорогенез — повторное горообразование, проявляющееся на месте ранее существовавших, в той или иной мере пенеппенизированных горных сооружений или сегментов земной коры, переживших платформенное состояние (Боголепов, 1968). Понятия «протоорогенез» и «эпигеосинклинальный орогенез» (Херасков, 1967а) тождественны. Понятие «дейтероорогенез» имеет более широкий смысл, чем введенное А. Л. Яншиным и В. Е. Хаиным понятие «эпиплатформенный орогенез». Оно охватывает не только горообразование, приводящее к деструкции древних и молодых платформ, но и следующие друг за другом стадии горообразования в поясах «перманентного орогенеза» по выражению Хаина. Орогенез, подобно процессам развития геосинклиналей и платформ, приводит к коренному преобразованию структуры земной коры, возникновению новых систем геологических тел и образованию третьего, основного структурного элемента земной коры — орогенных областей. Их существование в виде обоих подклассов (протоорогенные и

дейтероорогенные) устанавливается по крайней мере с протерозоя (Шульц, 1964; Боголепов, 1965, 1968; Булгатов и Красильников, 1968; Мокшанцев, 1970, и др.).

Наряду с этими основными точками зрения и рядом их вариантов существует мнение, что орогенные комплексы по малости размеров не имеют самостоятельного значения и что орогенез является всего лишь «состоянием» геосинклиналей и платформ на разных стадиях их развития (Богданов и др., 1963; Косыгин, 1969).

Дальнейшая попытка внести ясность в понимание орогенеза и орогенной структуры вызывает необходимость обратиться к некоторым исходным понятиям.

О НЕКОТОРЫХ ОСНОВНЫХ ПОНЯТИЯХ И ТЕРМИНАХ

В тектонике, как и в любой другой области геологических знаний, важно разграничение трех аспектов и присущих им методов исследований. Они намечены Э. Огом и четко определены Н. М. Страховым (1932). В предшествующей работе (Боголепов, 1970) эти три направления названы: 1) структурным, рассматривающим осадочно-метаморфическую оболочку (объект исследования) с точки зрения наблюдаемого вещественного состава и пространственного соотношения между слагающими ее геологическими телами; 2) историческим, цель которого — установление смены во времени геологических событий (осадконакопление, магматизм), определяющих последовательность формирования геологических тел или изменяющих (складчатость, метаморфизм) их вещественный состав и структуру; 3) генетическим, рассматривающим геологические тела и их сочетания с точки зрения наблюдаемых или предполагаемых процессов, приводящих к их образованию. Из них основой как исторического, так и генетического построения должна быть «статическая структура» и наиболее правильным в методическом отношении является порядок исследований от структуры к последовательности образования ее элементов и далее к анализу процессов и их причинно-следственных связей.

Несколько иначе трактуют этот вопрос Ю. А. Косыгин и В. А. Соловьев (1969). Они выделяют статическое, динамическое и ретроспективное направления, понимая под последним «разнообразные историко-генетические исследования», включающие изучение последовательности образования слоев, палеореконструкции, вопросы генезиса пород и эволюции геологических процессов. В этом случае целью динамического направления оказывается только изучение современных геологических процессов (Косыгин, 1970), т. е. задача с точки зрения общих проблем геологии не столько самостоятельная, хотя она имеет немалое практическое приложение, сколько необходимая для разработки генетических теорий. Поэтому выделяемое ими динамическое направление мы включаем в состав генетического и тем самым ограничиваем круг вопросов ретроспективного направления, памятуя, что установление течения процесса или смены процессов во времени еще не является их объяснением.

Очевидно, при определении основных понятий следует различать, какому из направлений они присущи, и вносить оговорки, когда одной категории понятий (например, статических) придается иной (скажем, генетический) смысл.

Естественным результатом успехов структурно-формационного направления в тектонике является понимание геологической структуры как расположения в геологическом пространстве (или его части) слагающих его простых (для данной цели неэлементаризованных) геологических тел. Геологическими телами, представляющими собой вместе с тем структурные элементы тел более высоких порядков, являются: 1) минерал (зерно, кристалл, неиндивидуализированная минеральная масса), 2) горная порода (ассоциация минералов), 3) геологическая формация (ассоциация или сообщество горных пород), 4) структурный этаж (ярус), состоящий из комплекса или набора геологических формаций, 5) сегменты осадочно-метаморфической оболочки или геоструктурные области, состоящие из той или иной комбинации разновозрастных или различных по своему строению структурных этажей. Геоструктурные области обычно именуется по этажу, завершающему их структуру (геосинклинали, платформы, орогенные области).

В тектонике при формационном анализе или при решении частных структурных задач в качестве элементарных геологических тел рассматриваются пласты и пакки горных пород. При последующем более мелко-масштабном структурном анализе операции производятся с геологическими формациями и объединяющими их структурными этажами и подэтажами. Наиболее четкое определение геологических формаций дано в работах Шатского (1965) и Хераскова (1967а, б). На его основе нами недавно была предложена более развернутая формулировка, в которой сделана попытка избежать некоторых неоднозначно понимаемых терминов (Боголецов, 1970). Повторять эту формулировку нет необходимости.

Структурный этаж — геологическое тело более высокого ранга, состоящее из сочетания геологических формаций, связанных друг с другом в вертикальном и горизонтальном направлениях путем перемежаемости, взаимоперехода или направленной смены одной формации другими. Границы структурных этажей определяются по резким изменениям наборов геологических формаций. Как правило, эти границы соответствуют поверхностям регионально распространенных угловых несогласий или стратиграфических перерывов, фиксирующих кардинальную перестройку структурных планов и условий седиментации. Такая перестройка обычно обусловлена регионально проявляющейся фазой (эпохой) складчатости или же сменой тектонического режима (регенерация геосинклинального или орогенного процесса). Повторение в разрезах близких наборов геологических формаций, разделенных местными перерывами и несогласиями или связанных взаимопереходами, является основанием для выделения структурных подэтажей (подъярусов).

Структурные этажи, как и формации, целесообразно именовать по их вещественным и структурным признакам. Но это трудно из-за их большого объема, разнообразия входящих в их состав формаций и недостатка точных данных для сравнительной характеристики. Кроме того, это про-

тиворечило бы сложившейся номенклатуре. Широко принятые названия структурных этажей («геосинклинальный», «платформенный» и в последние годы — «орогенный») являются генетическими лишь формально. В этой индексации вскрывается обобщенная характеристика состава, морфологии и общих структурных соотношений слагающих их тел. В названиях заложены и элементы типизации, позволяющие говорить о конкретных и абстрактных (типовых) структурных этапах, подобно тому, как это было предложено для формаций Херасковым.

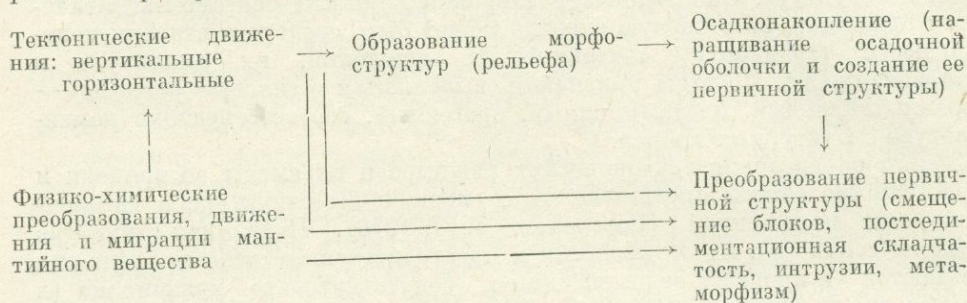
Говоря о структурном этапе, мы упомянули о тектоническом режиме. Это понятие генетической тектоники выводится из представлений о геологических телах (формах и структурных этапах) и о геологической структуре. Оно включает широкий комплекс тектоно-магматических процессов, но в первую очередь может быть сведено к степени контрастности (градиенту) тектонических движений, их амплитуде и направленности. По этим признакам выделяются « типовые режимы » — геосинклинальный, платформенный, орогенный, соответствующие номенклатуре структурных этажей.

Для определения тектонических режимов и их смены во времени и пространстве важны представления о «первичной» структуре и «вторичной», или наложенной (Боголепов, 1967, 1970). Первичная структура геологических тел, их морфология и пространственные взаимоотношения создаются в процессе седиментации и сопутствующего вулканизма (в случае его проявления) и определяются конседиментационными тектоническими движениями, выражением которых на поверхности Земли является ее рельеф (морфоструктура). О том, что «состояние земной коры должно иметь и имеет адекватное выражение в рельефе», писал еще В. А. Обручев (1948). Первичная структура может пройти длительную эволюцию, вплоть до полного преобразования. При ретроспективных исследованиях она обычно реконструируется. Факторами, изменяющими первичную структуру, являются: а) постседиментационная складчатость, б) вертикальные и горизонтальные перемещения блоков и пластин коры, создающие новые пространственные соотношения между геологическими телами, а на поверхности Земли приводящие к перестройке рельефа и денудации ранее существовавших геологических тел, в) образование или внедрение магматических масс и процессы метаморфизма. Эти процессы преобразуют структуру и замещают первичные геологические тела вторичными. Образование вторичной структуры в фиксированном этапе всегда связано с формированием нового структурного этапа, даже если тектонические процессы носят черты унаследованности.

Понятие о тектоническом режиме приводит нас к вопросу о связи между первичной геологической структурой (структурой формирующегося этапа) и рельефом поверхности Земли. Процессы структурообразования обязаны как вертикальным, так и горизонтальным перемещениям блоков земной коры. Вертикальные движения оказывают непосредственное влияние на рельеф. Они могут не выражаться в рельефе только в идеальном случае полной компенсации осадконакоплением зон погружений и полной денудации поднятий. Подобное равновесие тем менее достижимо, чем больше амплитуда и контрастность этих движений. Горизонталь-

ные движения (складчатость, шарьяжные перекрытия, взаимные перемещения горизонтальных пластин земной коры), приводящие к сучиванию или растяжению и разрывам сиалического слоя, воздействуют на рельеф посредством более сложного и, по-видимому, растягивающегося во времени механизма изостатических компенсаций. Крупные шарьяжные перекрытия и сучивания «гранитно-осадочного слоя» в Альпийском поясе, происходившие в меловом периоде (Пейве, 1967, 1969), только в палеогене повлекли за собой активное горообразование.

В общем виде соотношения между тектоническими движениями (режимом), рельефом и осадконакоплением — созданием первичной структуры и ее преобразованием могут быть представлены следующей схемой:



Движения положительного и отрицательного знаков, обусловленные сложными преобразованиями и перемещениями воздействующих на земную кору мантийных масс, создают в пределах континентов и в зонах их сочленения с океаном следующий латеральный ряд основных (типовых) морфоструктурных областей, для обозначения которых удобно привлечь тектонические термины: 1) геосинклинальные, представленные системой окраинных «бассейновых» морей или их значительных участков и сопряженных с ними вулканических дуг и глубоководных желобов, 2) орогенные, или горные, области, разделяющиеся на два подтипа: а) протоорогенные, выраженные горными сооружениями Альпийского и Тихоокеанского поясов, возникших на месте позднемезозойско-кайнозойских геосинклиналей, и б) дейтероорогенные — «возрожденные» горные системы в областях раннемезозойского и более древнего геосинклинального развития и протоорогенеза (Верхоянье, Тянь-Шань, Скалистые горы и т. п.), 3) платформенные, представленные наземными и подводными (шельфовые моря) аккумулятивными и денудационными равнинами и мелкогогорьями — гомологами плит и щитов.

Существование в геологическом прошлом того же ряда основных типов рельефа и соответствующих им геоструктурных областей подтверждается выделением на разных возрастных условиях, в различных и по-разному развивающихся блоках соответствующих типов (подтипов) структурных этажей: 1) геосинклинального, 2а) эпигеосинклинального орогенного или, по нашей терминологии, протоорогенного, 2б) дейтероорогенного и 3) платформенного (плитного). Можно утверждать, что осадочно-метаморфический слой континентов, если не касаться пробле-

матичных по тектонической природе образований глубокого архея, целиком сложен этими этажами, находящимися в различных сочетаниях. Соотношение между ними зависит от особенностей развития той или иной зоны. Одни и те же типы могут повторяться в разрезе. Обычная последовательность, установленная классическими схемами, по которым геосинклинальные образования сменяются орогенными и затем платформенными, не всегда выдерживается. Регенерация геосинклинального режима на платформах, обычная в их краевых частях, как и полициклическое развитие многих геосинклинальных систем, приводит к более сложным соотношениям. Примерами налегания геосинклинальных структурных этажей на чехлы платформ могут служить многие миогеосинклинали или эпикратонные геосинклинали по Ю. А. Косыгину: Западный Урал, Яно-Кольмская и Таймырская системы, значительные части Альпийского пояса (Загрос, Гималаи). Данные детальных геологических и буровых работ по Скалистым горам Канады и внешней зоне Южных Аппалачей позволяют утверждать, что миогеосинклинали подстилаются складчатым фундаментом, представляющим собой прямое продолжение фундамента смежных платформ (Ханн, 1970). Регенерация геосинклинального режима вслед за эпигеосинклинальным орогенезом, минуя стадию платформенного развития, устанавливается присутствием байкальских моласс в герцинидах Урала или герцинских моласс в альпийской структуре Кавказа.

Не менее часто происходит регенерация орогенного режима (дейтероорогенез). Его проявление, видимо, является характерной формой развития складчатых областей. Одним из многих примеров налегания орогенных структурных этажей друг на друга может служить Саяно-Кузнецкая раннекаледонская система, в пределах которой (Минусинский прогиб) совмещены молассовые протоорогенные образования позднего кембрия — ордовика, дейтероорогенные образования среднего — верхнего палеозоя, юры и кайнозоя.

Различные соотношения структурных этажей, слагающих те или иные части континентальной земной коры, удобнее всего проиллюстрировать, используя систему индексов.

Типовые структурные этажи — геосинклинальный (Г), протоорогенный (O¹), дейтероорогенный (O²) и платформенный (П), — исходя из формального перебора, могут дать 24 различные комбинации. В основе каждой группы комбинаций лежат шесть следующих последовательностей:

- | | |
|---|-----|
| Г — O ¹ — O ² — П | (1) |
| Г — O ¹ — П — O ² | (2) |
| Г — O ² — O ¹ — П | (3) |
| Г — O ² — П — O ¹ | (4) |
| Г — П — O ¹ — O ² | (5) |
| Г — П — O ² — O ¹ | (6) |

Круговые движения в каждом ряду, без взаимных перестановок его членов, дают все последующие комбинации. Они не представляют интереса.

Начало формирования континентальной коры отождествляется с гео-

синклинальным процессом, следовательно, орогенные или платформенные ярусы континентов не могут располагаться в основании рядов. Из шести основных рядов (1) и (2) отвечают наблюдаемым в природе соотношениям и возможны по определениям. Противоречат определениям (3), (4) и (6) — вторичное горообразование не может предшествовать первичному. Спорным остается вопрос о реальном существовании ряда (5), хотя в принципе установление более или менее длительного платформенного режима и образование чехла, предшествующего протоорогенезу, возможно (Горный Крым в позднем мелу — эоцене перед альпийским орогенезом, Алюйско-Чукотская геосинклиналиная система перед колымским орогенезом и т. п.), но требует проверки.

Реально существующие соотношения, в основе которых лежат ряды (1), (2) и, возможно, (5), могут значительно усложниться как неоднократным повторением в нескольких комбинациях одних и тех же элементов, так и их выпадением. Используя предложенную индексацию, можно дать следующую обобщенную характеристику типовых сегментов осадочно-метаморфической оболочки (геоструктурных областей), основанную на соотношениях структурных этажей.

1) $G - G - G \dots \dots \dots \}$	варианты моно- и полициклически развивающихся геосинклиналей
2) $G - O^1 - G - O^1 - G \dots \dots \}$	
3) $G - O^1 - П - G \dots \dots \dots \}$	варианты многогеосинклиналей (эпикратонных геосинклиналей)
4) $G - O^1 - O^2 - П - G \dots \dots \}$	
5) $G - O^1 - O^2 - П - O^2 - G \dots \dots \}$	
6) $G - O^1 - G - O^1 \dots \dots \dots \}$	варианты протоорогенных систем на эв- и многогеосинклиналиях
7) $G - O^1 \dots П \dots G - O^1 \dots \dots \}$	
8) $G - O^1 - O^1 \dots \dots \dots \}$	варианты дейтероорогенных систем
9) $G - O^1 - П - O^2 \dots \dots \dots \}$	
10) $G - O^1 - O^2 - П - O^2 \dots \dots \}$	
11) $G - O^1 - П \dots \dots \dots \}$	варианты платформ (плит)
12) $G - O^1 - O^2 - П \dots \dots \dots \}$	

Эти формулы могут быть усложнены дополнительными индексами, выражающими структурно-вещественные различия типовых структурных этажей (выделение подтипов не только для орогенного, но и для других классов), введением более сложной повторяемости для разных вариантов структуры платформ и т. д., но от этого мало изменяются иллюстрируемые ими положения. Среди них следует подчеркнуть положение о «первичности» орто- или эвгеосинклиналей, закладывающихся на океанической коре, независимо от того, были ли они приурочены к так называемым зонам перехода от континентов к океану, подобно кайнозойским и современным геосинклиналиям Тихоокеанского пояса, или же к зонам разрывов и раздвигов континентальных блоков, вне связи с крупнейшими океаническими структурами, что можно предполагать для значительной части палеозойского пояса Центральной Азии. Это положение, как и отождествление многогеосинклиналей с эпикратонными геосинклиналиями, по-видимому, наиболее спорно. Не имея возможности его анализировать, отмечу, что ряд доказательств в пользу редуцированности или отсутствия

«гранито-гнейсового доколя» в основании ортогеосинклиналей приведен в работах Кузнецова и Косыгина (1962), Леонова (1964), Красильникова (1966), Зонненшайна (1970).

Варианты протоорогенных систем, формирующихся на эв- (6) и мпогеосинклиналях (7), пояснений не требуют.

Среди вариантов дейтероорогенных систем (9) и (10) могут быть названы эпиплатформенными («Тектоника Евразии», 1966; Хаин, 1967), выражающими частную форму дейтероорогенеза (Боголепов, 1968). Их примером служат позднемезозойские и кайнозойские образования Алданского щита, девонские Сарматского щита, мезозойские и, возможно, палеозойские Курук-Тага и Бейшаня, кайнозойские Южного Тянь-Шаня и т. д. Дальнейшее усложнение варианта (8) путем введения повторяющихся ярусов O^2 будет характеризовать «перманентный» орогенез в зонах повышенной подвижности земной коры внутри континентов. К числу таких зон относится Центрально-Азиатский пояс или, во всяком случае, его значительная часть (Северный и Центральный Тянь-Шань, Монгольский Алтай, Забайкалье, Становой хребет).

В формулах вариантов платформ не отражены два существенных подразделения: платформы древние (кратоны) и молодые. Оставаясь на позициях неповторимости процессов кратонизации, происходивших при особом энергетическом режиме Земли в архее и раннем протерозое, с чем связана относительная «изотропность» фундамента древних платформ (Боголепов, 1965), необходимо отметить, что оба подтипа имеют весьма близкие структурные этажи (Яншин, 1965а, б). Характерно, что плиты наиболее широко распространялись после прото- и дейтероорогенеза, следовавших за карельской и герцинской тектоническими эпохами, кардинально изменившими структуру, размеры и расположение континентальных масс на поверхности Земли.

ВЫВОДЫ

Понятия «орогенная область» и «орогенез» выводятся из анализа статической структуры осадочно-метаморфической оболочки, состоящей из набора структурных этажей, среди которых орогенный этаж и его прото- и дейтероорогенные подтипы имеют вполне самостоятельное значение, отличаясь от двух других — геосинклинального и платформенного (плитного) — по формационному составу и структурным особенностям. Интрузивные формации, в первую очередь гранитоиды и связанные с ними рудные образования, являются элементами вторичной наложенной структуры. Они локализируются как в пределах орогенного, так (чаще всего) и в подстилающих его этажах. Образуясь при взламывании структуры в процессе орогенеза, интрузивные и жильные тела являются «сквозь-этажными».

Логическим следствием существования трех четко индивидуализированных типов структурных этажей является выделение трех основных структурных элементов, имеющих адекватное выражение в рельефе поверхности, в ее морфоструктуре. Эти элементы — платформенные, гео-

синклинальные и орогенные области — целесообразно именовать по типам верхних структурных этажей, завершающих разрез осадочно-метаморфической оболочки (при рассмотрении современной статической структуры) или по типам верхних же этажей, замыкающих разрез на интересующем исследователя возрастном уровне (при ретроспективных исследованиях и реконструкциях).

Представления классической геосинклинальной теории о том, что совокупность часто отождествляемых процессов орогенеза и складчатости приводит к образованию платформы, лежат в основе принципа районирования по возрасту завершающей складчатости. Континент рассматривается как единая платформа (Евразийская, Северо-Американская и т. д.) или как система спаявшихся друг с другом разновозрастных платформ. В этом случае вполне логично делить структуру континента по времени перехода в платформенное состояние отдельных блоков. Этот принцип теряет значительную долю своего смысла при выделении трех типов структурных элементов, переходящих один в другой в разной последовательности.

Возможен другой путь — тектоническое районирование по завершающему структуру типовому этажу с выделением различных подтипов геосинклиналей, платформ и орогенных областей. Этот метод позволяет учесть образования, наложенные на геосинклинальные комплексы, но и он не может удовлетворить современным требованиям, так как исходит не из совокупности данных о структуре выделяемого участка земной коры, а использует в первую очередь новейшие образования, подобно тому как метод «возраста складчатости» акцентирует внимание на геосинклинальных этапах.

Очевидно, наиболее совершенное тектоническое районирование с наибольшим выходом в сферу металлогенических прогнозов должно основываться на изучении полного набора структурных этажей, присутствующего данному сегменту земной коры, и типизации тектонических областей (сегментов), исходя из различных сочетаний этажей в этих наборах.

Автор представляет себе спорность многих затронутых вопросов, но надеется, что их изложение может явиться основой для дискуссий и способствовать дальнейшему изучению проблем орогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Белостокский И. И. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 34(6), 1959.
- Белюсов В. В. Явления тектонической активизации в развитии земной коры.— В кн. «Активизированные зоны земной коры». М., «Наука», 1964.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34 (1), 1959.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXVIII (3), 1963.
- Боголепов К. В. К вопросу об этапах развития земной коры.— Геология и геофизика, № 6, 1965.

- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967.
- Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геология и геофизика, № 8, 1968.
- Боголепов К. В. Области повторного горообразования (дейтероорогенеза) и принципы их тектонического и металлогенического районирования.— Геология и геофизика, № 12, 1969.
- Боголепов К. В. Некоторые вопросы учения о геологических формациях.— Геология и геофизика, № 1, 1970.
- Булгатов А. Н., Красильников Б. Н. Орогенные системы юга Сибири.— Геология и геофизика, № 8, 1968.
- Горжевский Д. И. О металлогеническом значении рудных формаций.— Геология рудных месторождений, № 6, 1964.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Классификация типов металлогенических зон земной коры.— Изв. вузов, геол. и разв., № 1, 1965.
- Зонненшайн Л. П. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореф. докт. дисс., МГУ, 1970.
- Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн. «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования». М., «Недра», 1968.
- Комаров Ю. А., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозойских Восточной Азии.— Докл. АН СССР, т. 151, № 4, 1963.
- Комаров Ю. А., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Центральной Азии.— В сб. «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Косыгин Ю. А. Понятие структуры в геологических исследованиях.— Геология и геофизика, № 4, 1970.
- Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1969.
- Красильников Б. Н. О соотношениях геосинклиналичного и орогенного этапов Саяно-Алтайской складчатой области.— Геология и геофизика, № 9, 1961.
- Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области. М., «Наука», 1966.
- Кузнецов В. А. Некоторые проблемы металлогении ртути.— Геология и геофизика, № 11, 1968.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геология и геофизика, № 9, 1970.
- Кузнецов Ю. А., Косыгин Ю. А. Основные черты тектоники и магматизма Сибири.— Геология и геофизика, № 5, 1962.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геология и геофизика, № 10, 1967.
- Леонов Г. П. Историко-геологические типы развития геосинклиналей.— В сб. «Строение и развитие земной коры». М., «Наука», 1964.
- Леонтьев А. Н., Леонтьев Л. Н. О месте редкометалльных поясов в региональных структурах земной коры.— Геология рудных месторождений, № 4, 1969.
- Леонтьев А. Н., Леонтьев Л. Н. Основные тектонические аспекты эндогенной редкометалльной металлогении сиалического профиля.— В кн. «Тектоника Сибири», т. IV, М., «Наука», 1970.
- Мазарович А. Н. О ритме в истории Земли.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVIII (5—6), 1940.
- Масайтис В. Л., Старичкий Ю. Г. Структуры дива Восточной Азии.— В кн. «Строение и развитие земной коры». М., «Наука», 1964.
- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVIII (3—4), 1940.
- Мокшанцев К. Б. Роль орогенного этапа в развитии платформ и складчатых областей на примере Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской области.— Тектоника Сибири, т. III, М., «Наука», 1970.
- Моссаковский А. А. Сравнительная тектоника формационных рядов и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной

- Сибири и Северной Европы.— В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности развития рудных месторождений». М., «Наука», 1964.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, № 2, 1965.
- Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1962.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1963.
- На теоретическом фронте советской геологии.— Советская геология, № 8, 1939.
- Николаев Н. И. Развитие структуры земной коры и ее рельефа по данным неотектоники.— Советская геология, 48, 1955.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражения в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР, № 5, 1948.
- Обуэн Ж. Геосинклиналь. М., «Мир», 1968.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири, Великого рифта и Аравии.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, № 5, 1967.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, № 5, 1969.
- Страхов Н. М. Закономерности орогенеза в освещении Stille.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X (3—4), 1932.
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 84, 1968.
- Хаин В. Е. Возрожденные (эпиplatformенные) орогенные пояса и их тектоническая природа.— Советская геология, № 7, 1967.
- Хаин В. Е. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости.— Геотектоника, № 3, 1970.
- Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— В кн. «Тектоника и формации». М., «Наука», 1967а.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967б.
- Шатский Н. С. О неокатастрофизме. Избр. тр., т. II. М., «Наука», 1964а.
- Шатский Н. С. Орогенические фазы и складчатость. Избр. тр., т. II. М., «Наука», 1964б.
- Шатский Н. С. О геологических формациях. Избр. тр., т. III, 1965.
- Штилле Г. Понятия «орогенез» и «эпейрогенез». Избр. тр. М. «Мир», 1964а.
- Штилле Г. Нормальная тектоника, соляная тектоника, вулканизм. Избр. тр. М., «Мир», 1964б.
- Штилле Г. Основные вопросы сравнительной тектоники. Избр. тр. М., «Мир», 1964в.
- Штилле Г. Введение в строение Америки. Избр. тр. М., «Мир», 1964г.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географиздат, 1948.
- Шульц С. С. Геоструктурные области и положения в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР.— В кн. «Активизированные зоны земной коры». М., «Наука», 1964.
- Щеглов А. Д. Об эндогенных месторождениях активизированных складчатых областей. Тр. ВСЕГЕИ, ТЮЗ, 1964.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968.
- Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазосности». М., «Наука», 1965а.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5, 1965б.

- Dana I. D. On some results of the earth's contraction from cooling, insyuding a discussion of the origin of mountains and the nature of the earth's interior.—Am. Journ. Sci., 6, 1873.
- Gilbert G. K. Lake Bonneville. U. S. Geol. Surv. Monographs 1, 1890.
- Haarmann E. Tektogenese oder Gefugebildung statt Orogenese oder Gebirgsbildung.—Z. Deutsch. Geol., 78, 1926.
- Haug E. Les Geosinklinaux et les Aires continentales.—Bull. Soc. geol. Franse, E. Serie XXVIII, 1900.
- Haug E. Traite de Geologie. Colin. Paris, 1, 2, 3, 1907—1927.
- Hall I. Description and figures of the organic remains of the lower Helderberg Group and the oriskany Sandstone, Naturel History of New-Jork.—Palaeontologi, Geol. Surv., Aibeni, v. 3, 1859.
- Kober L. Bau und Entstehung der Alpen. Borntraeger. Berlin, 1923.
- Kraus E. Der orogene Zyklus und seine Stadien.—Zentralbl. Mineral., Geol., B. 2, 1927.
- Termier H., Termier G. L'Evolution de la Litosphor II. Orogenese, 111. Gliptogenese. Masson, Paris, 1957, 1961.
-

Ч. Б. БОРУКАЕВ

К ВОПРОСУ ОБ ОРОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ И «ТРЕТЬЕМ ТИПЕ СТРУКТУР»

Вопрос о «структурах третьего типа» возник в сороковых годах нынешнего столетия. Классификация главных структурных элементов земной коры, разработанная на материалах по геологии Западной Европы, не могла удовлетворить геологов, изучавших строение других континентов и, особенно, Азии. А. Л. Яншин отмечает, что «многие наши тектонические представления были разработаны на материалах Европы и Северной Америки и недостаточно учитывают новые данные по другим континентам... Европа представляет собой лишь западный выступ наиболее обширного материка нашей планеты. Строение восточных окраин Азии резко отлично от строения Европы» (1967б, стр. 166). Поэтому именно на материалах по геологии Азии, и главным образом Сибири и Дальнего Востока, разрабатывались представления о «третьем типе» главных структурных элементов земной коры.

В последние годы интерес к этой проблеме усилился в связи с исследованиями Н. П. Хераскова (1967), К. В. Боголенова (1968а, б; 1969) и др. В работах подробно рассмотрена история вопроса и учтены все новейшие материалы. Поэтому в дальнейшем мы будем обращаться преимущественно к этим работам, наилучшим образом отражающим состояние проблемы.

В задачу статьи не входит исчерпывающий анализ проблемы. Автор попытался лишь обратить внимание на некоторые ее методологические аспекты. Представляется, что данная проблема в концентрированном виде отражает в себе многие актуальные вопросы современной тектоники — принципы тектонического районирования, формационного анализа, состояние понятийной базы и т. д. Именно в этом плане вопрос о «структурах третьего типа», на наш взгляд, представляет наибольший интерес.

О ПОНЯТИИ «ОРОГЕН»

Любопытно проследить трансформацию термина «ороген». Он введен Л. Кобером для обозначения *структурных элементов*, противопоставляющихся кратогенам: «Я предложил обозначать орогенные зоны, кото-

рые должны противопоставляться кратогену как орогены» (Kober, 1928, стр. 52*). Одновременно Л. Кобер указал, что в этом смысле понятие «ороген» более широкое, чем понятие «геосинклиналь». Они могут быть объединены понятием «орогеосинклиналь» (оросинклиналь, «главная синклиналь»). Орогены и кратогены рассматривались как главные структурные элементы поверхности Земли, обнаруживающие фундаментальные различия (там же, стр. 84).

В русской геологической литературе привилось иное понимание термина «ороген». В «Геологическом словаре» (1955, стр. 101) он определен со ссылкой на Л. Кобера как «геосинклиналь во второй стадии своего развития, когда в ней начинают преобладать восходящие движения и на ее месте образуются горы». Такая трактовка связана, по-видимому, с некоторой нечеткостью позиции самого автора термина. Ко времени возникновения термина в литературе уже широко употреблялись термины «орогенические зоны», «орогенические движения (фазы)» как синонимы термина «складчатые зоны», «складкообразующие движения», «фазы складчатости». В этом значении они употреблялись, как указывает Л. Кобер, «Холлом и Дэна, Огом и Бертраном» (Kober, 1928, стр. 52). Применение терминов в традиционном значении самим Л. Кобером присуще фразам типа: «Так из подвижной пластичной зоны геосинклинали возникла горная зона, орогеническая зона, ороген» (там же, стр. 9), что и привело к неточности перевода термина на русский язык.

В дальнейшем русские геологи, как правило, понимали термин «ороген» Кобера в значении, приписанном ему «Геологическим словарем» (см., например, Херасков, 1967, стр. 269). Отсюда — представление об орогене как стадии развития земной коры (Богданов и др., 1963; Горшков, 1960). Таким образом, ороген рассматривался в историко-геологическом (ретроспективном) плане, хотя Л. Кобер, как видно из изложенного, придавал ему чисто структурный смысл. В современной терминологии орогену Л. Кобера соответствуют складчатые зоны (пояса) Архангельского (1947), Шейманна (1959) и т. п.

Н. П. Херасков (1967), предложив термин «орогенные формации», по сути продолжил линию Холла — Дэна. Орогенные формации выделяются на основе парагенетических принципов, но в то же время подчеркивается их соответствие орогенической (орогенной) стадии развития главных структурных элементов — геосинклиналей и платформ. Понятие орогенной стадии Н. П. Херасковым расширено за счет включения в него процессов эпплатформенного орогенеза. Отсюда следует, что ороген Хераскова представляет собой историко-геологическую категорию. При этом вся триада геосинклиналь — ороген — платформа приобретает историко-геологический (палеотектонический) смысл и должна трактоваться в ретроспективном плане. Правда, в книге Н. П. Хераскова существуют высказывания об орогенных областях как «третьем основном элементе в структуре континентов» (1967, стр. 264). Однако сам автор при райониро-

* Ich habe den Vorschlag gemacht die orogenischen Zone als Orogen zu bezeichnen... sie dem Kratogen gegenüberzustellen.

вании территории таких элементов не выделял. Например, на приложенной к книге «Схеме тектоники Евразии» выделены лишь отдельные зоны орогенов (краевые прогибы, орогенные впадины на каледонском и байкальском фундаменте), которые отнесены к структурным элементам второго порядка. В качестве «главных тектонических структур континентов» фигурируют области складчатости определенного возраста. Позже Н. П. Херасков в качестве «главных структур» рассматривал «стабильные области» и «подвижные пояса» (1967, стр. 385), что вполне соответствует кратогенам и орогенам Кобера.

Выделение класса орогенных формаций и разработка формационного метода тектонического районирования привели к пониманию орогена как геологического тела, сложенного орогенными формациями. Так, в частности, определяют ороген О. А. Вотах и В. А. Соловьев (1970).

Из этого исходного понятия выводятся «орогенные ярусы древних и молодых платформ» и «краевых структур». Нетрудно заметить, что в такой трактовке ороген не имеет практически ничего общего с орогеном Кобера. Лишь краевая впадина орогена Кобера и отчасти интерниды сложены «формациями орогенного ряда», а централиды, метаморфиды и экстерниды из понятия исключаются. С другой стороны, понятие резко расширяется за счет части осадочных толщ кратогенов Кобера, относимых Вотахом и Соловьевым к орогенному ряду формаций.

Рассмотренные примеры, число которых можно многократно умножить, показывают необходимость существенного уточнения понятия «ороген». По-видимому, такое уточнение возможно лишь при уточнении других понятий тектоники, поскольку изменение объема одного из них влечет за собой изменение по крайней мере другого. Так, выделение орогена в качестве главного структурного (или палеотектонического) элемента земной коры наряду с геосинклиналями и платформами требует переопределения двух этих последних понятий. Важно определить также аспект (структурный, ретроспективный или иной), в котором наиболее целесообразно (или наиболее широко принято) употребление понятия.

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ И МЕСТО В НЕИ ОРОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В то время как процедура выделения формаций базируется в основном на парагенетических принципах, существующие классификации формаций в большинстве своем являются тектоническими. В классификациях В. В. Белоусова (1962) и В. Е. Хаина (1964) типовые формации связаны со стадиями тектонических циклов. Тектоническими по сути являются и классификации Н. С. Шатского (1965), Н. П. Хераскова (1967), Л. Б. Рухина (1953). В их основе лежат представления о связи типов формаций «с генетическими типами структур» (Херасков и др., 1953, стр. 148). Для отражения этой связи Н. П. Херасковым введено понятие о «генотипе» (Херасков, 1967, стр. 273). Под генотипом подразумевается некоторая эталонная область, принадлежность которой к тому или иному классу структурных элементов четко определена и формационные

ряды которой должны представлять прототип существующего класса формаций*.

Поскольку формационный анализ в трактовке Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова предшествует тектоническому районированию, классификация формаций должна быть в принципе диагностической. Этому требованию перечисленные классификации не удовлетворяют. По сути своей они тавтологичны, на что Н. С. Шатский обратил внимание еще в 1945 г. (Шатский, 1965, стр. 10—11). Он видел пути развития формационного анализа в создании классификации рядов формаций, что не избавляет от предварительной разработки классификации элементов этих рядов, т. е. самих формаций.

Характерна еще одна черта перечисленных классификаций, присущая большинству геологических классификаций вообще. В определениях используется большое число свойств объектов, намного превышающее число классов. Каждое свойство определяется на объекте с точностью до двух («присуще» или «не присуще»). Существенность или важность свойств не оговаривается. Предполагается, что класс определяется «суммой признаков». Иными словами, классификации основаны на альтернативных признаках однородного набора и являются многомерными. Наиболее отчетливо это проявляется в так называемой двухэлементной классификации, отражающей «противоположность» главных элементов. Примером классификации такого рода является разделение земной коры Л. Кобером на «кратогены» и «орогены».

Указание на «противоположность» элементов предполагает полную корреляцию свойств объектов, принадлежащих к одному классу. Так, для геосинклиналей указывают большие мощности осадков, интенсивную складчатость, обилие разрывов, относительно большую скорость и амплитуду движений, резко выраженный рельеф, широкое развитие вулканизма и т. д. В отличие от геосинклиналей для платформ характерными считаются малые мощности осадков, слабая складчатость, малое количество разрывов, малая скорость и амплитуда движений, слабо выраженный (выровненный) рельеф, локальное развитие вулканизма и т. д.

Ясно, что при полной корреляции указанных свойств достаточно наличия одного из них, чтобы отнести некоторый объект к одному из классов. На практике полной корреляции не наблюдается, с чем связано требование учета «суммы признаков». Однако правила учета не формулируются. Формальный учет n независимых свойств должен привести к 2^n классам. Двухэлементная классификация может быть основана лишь на измерении с точностью до двух-одного «определяющего» свойства. Поиски его приводят геологов к субъективно воспринимаемым свойствам объектов. Например, при выделении главных элементов земной коры таким свойством признается «подвижность», присущая геосинклиналям, но не присущая платформам.

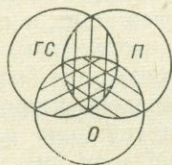
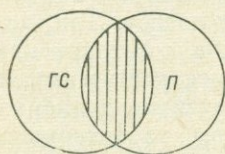
Другие свойства признаются зависимыми от «определяющего». Поскольку такое свойство объективно не измеряется, оно является логи-

* Термин «генотип» заимствован из генетики. Однако в применении к объектам, рассмотренным Н. П. Херасковым, точнее говорить «фенотип».

ческой конструкцией, которая создается на основе других объективно измеряемых свойств, например, интенсивности складчатости, количества магматических пород, мощностей отложений и т. д. Однако полной корреляции между этими свойствами нет. Поэтому разделение объектов на два класса на такой основе невозможно: ряд объектов неизбежно попадает в класс пересечения, т. е. класс, объекты которого характеризуются признаками обоих элементов двухэлементной классификации.

Именно это обстоятельство вызвало неудовлетворенность многих геологов двухэлементной классификацией.

На смену двухэлементным классификациям пришли трехэлементные. Так, разделение складчатости на альпийнотипную и германотипную (Штилле, 1964) уступило место классификации с классами полной, прерывистой и промежуточной (переходной) складчатости (Белоусов, 1961). Пересечение классов геосинклинальных и платформенных формаций под названием переходных формаций было выделено Н. С. Шатским (1965) и впоследствии принято Л. Б. Рухиным (1953) и др. Значение переходных формаций как класса пересечения вытекает из определения их Л. Б. Рухиным как формаций, «сочетающих в себе признаки геосинклинальных и платформенных образований» (Рухин, 1953, стр. 436). Такой же трактовки придерживался вначале Н. П. Херасков, пояснивший необходимость выделения этого класса существованием группы формаций, выполняющих впадины, которые «нельзя относить к платформенным или геосинклинальным» (Херасков, 1967, стр. 270).



Схемы соотношения классов формаций в двухэлементной и трехэлементной классификациях.

Формации: ГС — геосинклинальные, П — платформенные, О — орогенные. Заштрихованы классы пересечения.

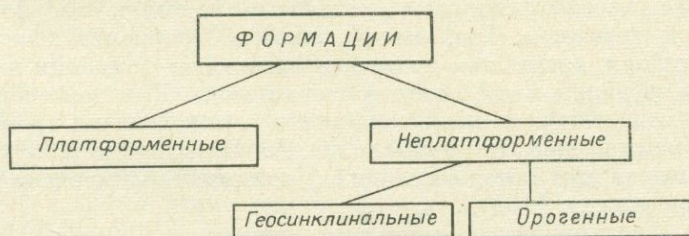
Позже Херасков решительно высказался против термина «промежуточный тип». По его мнению, «термин «промежуточный» обычно появляется в классификациях тогда, когда автор затрудняется провести точную границу между двумя какими-либо выделяемыми им классами. Однако такой способ может дать лишь кажущееся удовлетворение, так как немедленно возникают трудности с проведением границ самого промежуточного класса... В промежуточный класс легко могут войти объекты, мало сходные между собой... Следует стремиться каждый класс характеризовать качественными признаками, свойственными только этому классу...» (Херасков, 1967, стр. 270).

Доводы эти справедливы. Однако повторим, что появление «промежуточных типов» как классов пересечения не определяется волей исследователей, а является объективным следствием формального несовершенства многомерной двухэлементной классификации.

Обратив внимание на содержательную, а не формальную сторону классификации, Н. П. Херасков предложил усовершенствовать ее выделением третьего, «самостоятельного» типа орогенных формаций. Само-

стоятельность его он видел в том, что принадлежащие ему формации должны характеризоваться «собственными» признаками, отличными от таковых геосинклинальных и платформенных формаций. С формальных позиций предлагаемый путь менее предпочтителен, чем выделение класса пересечения. Как мы видели, появление таких классов неизбежно в силу неопределенности процедуры отнесения объектов к классам и субъективной, так называемой качественной, оценки признаков. В двухэлементной классификации класс пересечения один, в трехэлементной — четыре (см. рисунок). Общее количество классов в двухэлементной классификации 3, в трехэлементной — 7, в силу чего границы между классами становятся еще менее определенными. Это обстоятельство наложило отпечаток, в частности, на классификацию Н. П. Хераскова, который, как заметил А. Л. Яншин (1967а, стр. 249), «чересчур расширил класс орогенных формаций».

С содержательных позиций сам Н. П. Херасков на пути создания классификации встретил огромные трудности. Поэтому он пришел к выводу, «что за типичные геосинклинальные и орогенные следует принимать те формации, в которых отсутствуют... признаки, принципиально важные для платформенных формаций» (Херасков, 1967, стр. 272). Иными словами, получается, что трехэлементная классификация вновь сводится к двухэлементной, в которой в качестве классов могут рассматриваться группы платформенных и неплатформенных формаций, а последний класс подразделяется еще на подклассы геосинклинальных и орогенных формаций. Схема классификации представляется нам в таком виде:



ОРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Выделяя орогенные формации как равнозначные геосинклинальным и платформенным, Н. П. Херасков полагал, что применение формационного метода районирования приведет к выделению третьего типа структурных элементов земной коры. Однако на практике таких элементов им не выделялось. Выделялись лишь области складчатости определенного возраста (т. е. по сути платформы, зоны стабилизации). «Возраст складчатости» в области определялся временем «окончания отложений геосинклинальных формаций, а также орогенных формаций геантиклинальных типов» (Херасков, 1967, стр. 284).

Интересно рассмотреть данную Н. П. Херасковым классификацию орогенных формаций (Херасков, 1967, стр. 378). Орогенные формации разделены на геантиклинальные*, эпигеосинклинальные, катаплатформенные и метаплатформенные. При характеристике подклассов Херасков указал на связь соответствующих комплексов отложений со структурными элементами второго порядка геосинклиналей и платформ. «Эпигеосинклинальные формации выполняют более или менее самостоятельные крупные структуры (краевые и внутренние прогибы), но все же отчетливо связаны со структурами складчатых геосинклинальных областей» (Херасков, 1967, стр. 378). «Некоторая самостоятельность» признается за прогибами, сложенными катаплатформенными формациями. В отношении других типов оговорок не сделано. Геоантиклинальные формации привязаны к геоантиклиналям, метаплатформенные — к структурам платформенного чехла. Таким образом, представляется, что последовательное применение формационного метода районирования, разработанного Херасковым, приводит лишь к уточнению расчленения земной коры на платформенные и геосинклинальные складчатые области. Третий тип в структурном аспекте оказывается излишним.

Иной аспект формационного метода районирования теоретически обоснован Ю. А. Косыгиным (1969; «Геологическое строение...», 1965, и др.). В качестве структурного элемента рассматривается комплекс отложений, а при площадном районировании — область распространения формаций некоторого класса. Количество классов главных структурных элементов земной коры определяется количеством классов формаций.

Строго говоря, такой метод не позволяет разделить даже геосинклинали (точнее, геосинклинальные складчатые пояса) и платформы в их классической трактовке. Так, платформенные формации слагают лишь плиты платформ, тогда как на щитах обнажены формации иного типа.

Однако очевидны и достоинства этого метода. Его применение позволяет, например, избежать неоднозначности в определении границ структурных элементов, как это показано Ю. А. Косыгиным (1969). Еще более перспективен этот метод с позиций объемного районирования («Геологическое строение...», 1965).

Вопрос о возможности выделения орогенных областей в качестве структурных элементов первого порядка рассмотрен Ю. А. Косыгиным (1969, стр. 358—360), который дает отрицательный ответ на этот вопрос на основании «несоразмерности» орогенных комплексов платформенным и геосинклинальным. Отметим некоторые другие стороны проблемы.

Мета- и катаплатформенные орогенные формации Н. П. Хераскова тесно связаны с платформенными чехлами, поэтому выделение орогенов в областях выходов этих комплексов на поверхность практически невозможно. Последовательное применение формационного метода районирования во втором варианте привело бы, например, к отнесению к классу орогенов огромной восточной части Русской платформы, сложенной

* Н. П. Херасков оговорил возможность исключения геоантиклинальных формаций из орогенного класса и приращения к геосинклинальному.

красноцветными и соленосными пермскими отложениями, подобно тому как к типу орогенных относится Ангаро-Ленский прогиб, выполненный аналогичными толщами кембрия. С другой стороны, в этом случае к орогенам нельзя относить складчатые зоны, лишенные покрова орогенных пород и синхронных орогенезу интрузий. Как уже говорилось, к таким зонам принадлежат централиды, метаморфиды, экстерниды и отчасти интэрниды орогена Кубера на большей части их площади.

Существенно и то, что даже трехэлементная классификация главных структурных элементов земной коры не позволяет провести полного разбиения поверхности материков. В частности, вне классификации остается Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс, который «по формационному характеру слагающих его магматических пород, по своей металлогени и структуре не имеет аналогов среди других вулканогенных поясов Евразии, а поэтому несомненно заслуживает выделения в самостоятельную категорию» (Яншин, 1966, стр. 28). В связи с этим следует вспомнить слова Хераскова о трудности выделения «одного или нескольких третьих основных элементов в структуре континентов» (Херасков, 1967, стр. 264). Из этого высказывания видно, что Херасков представлял себе возможность выделения большего, чем три, числа главных структурных элементов.

К. В. Боголепов (1968а, б; 1969) подходит к проблеме с несколькими позициями — с позиций стадийности развития земной коры, т. е. главным образом с точки зрения задач палеотектонического районирования. Для палеотектонических реконструкций понятие «ороген» оказывается удобным, поскольку этимология термина в значительной степени соответствует содержанию понятия. Однако ороген не вписывается в ряд главных структурных элементов геосинклиналь — платформа, пересекаясь с ними в отдельных частях. Как указал Боголепов, «в концепции дейтероорогенеза остается недостаточно изученным вопрос о границах платформенного и дейтероорогенного развития, что в первую очередь относится к таким структурным элементам, как щиты» (1969, стр. 87). В частности, на приложенной к статье схеме Алданский щит отнесен к плите, хотя для мелового периода по определению он может быть отнесен к классу областей дейтероорогенеза. Неполнота трехэлементной классификации чувствуется и в необходимости выделения для отдельных этапов областей «квазиплатформенного развития» (1958б, стр. 16). Специфичность методики палеотектонического районирования чувствуется хотя бы потому, что на упомянутой схеме Сибирская платформа и Западно-Сибирская плита отнесены к одному классу.

Палеотектонический аспект преобладает и в исследованиях К. Б. Мокшанцева (1970), выделившего весьма продолжительную (1,3—2,6 млрд. лет) орогенную стадию развития Сибирской платформы, к которой отнесен «промежуточный» этап.

По-видимому, именно в палеотектоническом плане термин «ороген» (как синоним термина «горная область») наиболее употребим. Для выделения горных областей прошлого явно недостаточно структурно-формационных методов — для этой цели необходимо применить целый комплекс методик. Не случайно Н. П. Херасков писал: «Общие особенно-

сти орогенных формаций можно наметить, определив их как формации, накапливающиеся в горных областях» (1967, стр. 277).

Попытка пополнить классификацию основных структурных элементов земной коры третьим элементом вряд ли может быть признана удачной, ибо она не меняет методологической основы классификации и не ликвидирует главных ее недостатков.

ВЫВОДЫ

Бурное развитие геологии и познание многих ранее неизвестных территорий привели к накоплению огромного нового фактического материала. Разделение континентов на два главных структурных элемента — геосинклинали и платформы — перестало удовлетворять геологов. Эта классификация не только вошла в противоречие с накопленным материалом, но и с позиций современного дня ошибочна методологически.

Выделение орогенов как третьего класса структурных элементов является попыткой усовершенствовать, дополнить имеющуюся классификацию. Однако эта попытка вряд ли удачна, ибо трехэлементная классификация разрабатывается на той же методологической основе, что и двухэлементная. По-видимому, за термином «ороген» целесообразно оставить лишь описательное значение в палеогеографическом (и палеотектоническом) аспекте, что в наибольшей степени соответствует его этимологии.

Классификация главных структурных элементов земной коры может успешно разрабатываться лишь на пути формализации геологических знаний.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности Земли. Т. 1, М.—Л., Госгеолиздат, 1947.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Основные структурные элементы земной коры.— Бюлл. МОИП, отд. геол., XXXVIII (2), 1963.
- Боголепов К. В. О соотношениях тектонических движений в латеральных рядах разновозрастных геологических структур.— Докл. АН СССР, 180 (6), 1968а.
- Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геология и геофизика, № 8, 1968б.
- Боголепов К. В. Области повторного горообразования (дейтероорогенеза) и принципы их тектонического и металлогенического районирования.— Геология и геофизика, № 12, 1969.
- Вотах О. А., Соловьев В. А. Система понятий статической тектоники осадочной оболочки континентов.— Геология и геофизика, № 4, 1970.
- Геологический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1965.
- Горшков Г. П. Некоторые теоретические вопросы геотектоники в свете диалектического закона о переходе из одного качественного состояния в другое посредством скачка.— В сб. «Философские вопросы естествознания», III, Геол.-геогр. науки. Изд-во МГУ, 1960.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Мокшанцев К. Б. Роль орогенного этапа в развитии платформ и складчатых областей на примере Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской области.—

- В сб. «Тектоника Сибирской платформы». Тектоника Сибири, т. 3. М., «Наука», 1970.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. М., Гостоптехиздат, 1953.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Наука», 1964.
- Херасков Н. П., Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
- Херасков Н. П., Келлер Б. М., Штрейс Н. А. О геологических формациях.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.
- Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 3. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. М., «Наука», 1965.
- Шейнман Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.— Тр. ВНИИ, вып. 49. Магадан, 1959.
- Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964.
- Яншин А. Л. Принципы составления карты и условные обозначения.— В кн. «Тектоника Евразии». М., «Наука», 1966.
- Яншин А. Л. Предисловие.— В кн.: Н. П. Херасков. «Тектоника и формации». М., «Наука», 1967а.
- Яншин А. Л. Тектоническая карта Евразии.— В сб. «Тектонические карты континентов», МГК, XXII сессия. М., «Наука», 1967б.
- Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, Gebrüder Bornträger, 1928.
-

Б. Н. КРАСИЛЬНИКОВ, Е. Н. АЛТУХОВ,
К. Л. ВОЛОЧКОВИЧ, А. Д. СМЕРНОВ

ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Существующие обзорные тектонические карты, построенные по возрасту завершающей геосинклинальной складчатости, недостаточно объясняют рудную, и в том числе редкометальную, зональность (Боголепов, 1969; Карпова, 1968; Леонтьевы, 1969). Необходимость раскрыть тектонические закономерности размещения редкометальных зон побудила нас предпринять попытку строить карты по иному, формационному принципу. В качестве объекта исследовалась часть территории Урало-Монгольского (Муратов, 1964) складчатого пояса (сооружения Монголо-Охотской зоны, Забайкалья, Саяно-Алтайской складчатой области, сопредельные территории Монгольской Народной Республики, Китая, а также значительная часть Тянь-Шаня и Центральный Казахстан).

К сводным тектоническим работам по этой территории относятся «Объяснительная записка к тектонической карте Евразии» (1966), статьи Л. П. Зонненшайна (1967, 1970) и М. В. Муратова (1964, 1967). Однако сопровождающие эти работы карты направлены в первую очередь на решение наиболее общих геотектонических задач. Они не раскрывают в полной мере те процессы, которые особенно важны для прогнозирования эндогенного, и в том числе редкометального, оруденения. Мы имеем в виду процесс формирования гранитно-метаморфического слоя и процесс его разрушения, связанный с активизацией. Значение первого из них обусловлено тем, что с различными стадиями образования гранитно-метаморфического слоя и его консолидацией связаны разные типы гранитоидного магматизма и сопровождающих его рудоносных формаций. Палингенное магнеобразование и гранитизация наиболее активно проявляются в геосинклинальных складчатых областях, а в их пределах в развивающихся геосинклинальных зонах. Поэтому особенно важным становится вопрос о направленности, интенсивности и времени проявления вертикальных движений земной коры в различных тектонических зонах подвижного пояса. В силу этого специализированные тектонические карты, составляемые для прогнозирования редкометального оруденения,

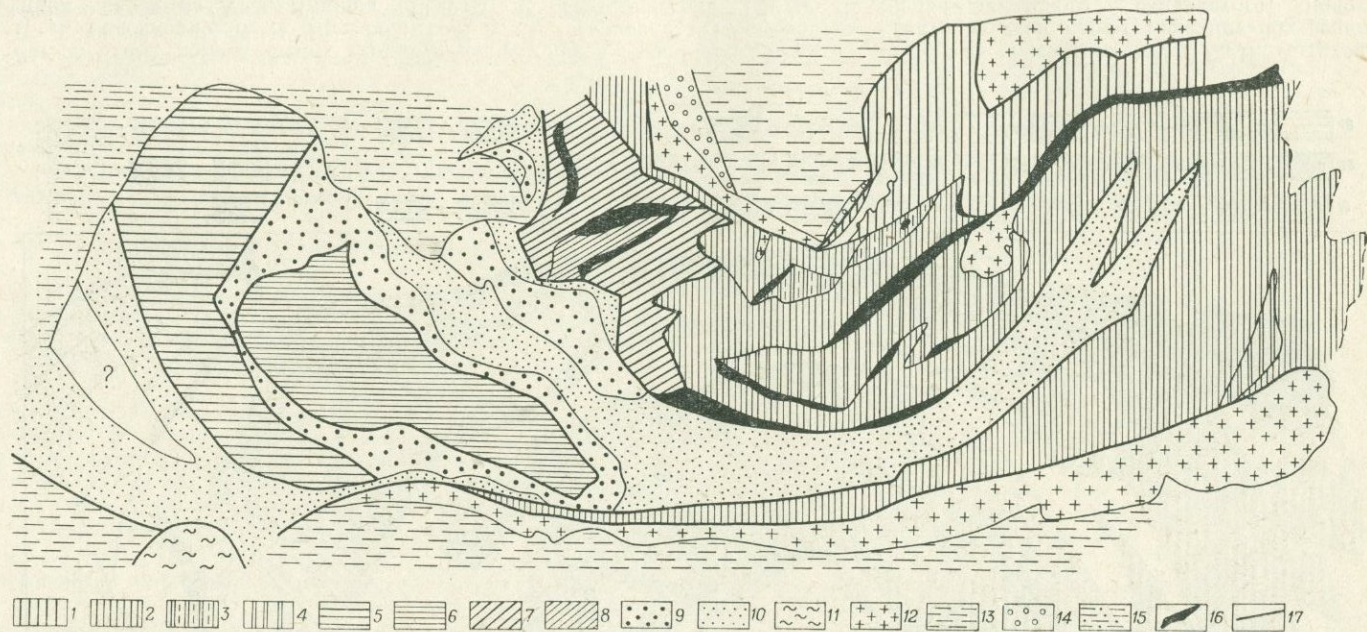


Рис. 1. Саяно-Байкальская и Хингано-Гобийская эпикратонные геосинклинальные системы:

1 — зона ранней консолидации (протерозойды), 2 — зона поздней консолидации (рифиды). Регенерированные геосинклинали: 3 — вендско-среднекембрийские (ранние каледониды), 4 — среднепалеозойские (ранние герцииды). Казахстан-Джунгарская эпикратонная геосинклинальная система: 5 — зона ранней консолидации (поздние каледониды), 6 — зона поздней консолидации (ранние герцииды). Кузнецко-Тувинская квазиэпиталассократонная геосинклинальная система: 7 — зона ранней консолидации (ранние каледониды), 8 — зона поздней консолидации (поздние каледониды). Монголо-Алта-Тяньшаньская гетерогенная квази- и эпиталассократонная геосинклинальная система: 9 — зона ранней консолидации (поздние каледониды); 10 — зона поздней консолидации (герцииды). Памирская геосинклинальная система: 11 — альпийская зона. Древние платформы, их краевые выступы, плиты и краевые прогибы: 12 — выступы древних платформ, 13 — древние платформы, 14 — краевые прогибы, 15 — плиты. Прочие обозначения: 16 — шовные вулканогенные зоны (часто офиолитовые), 17 — границы блсков.

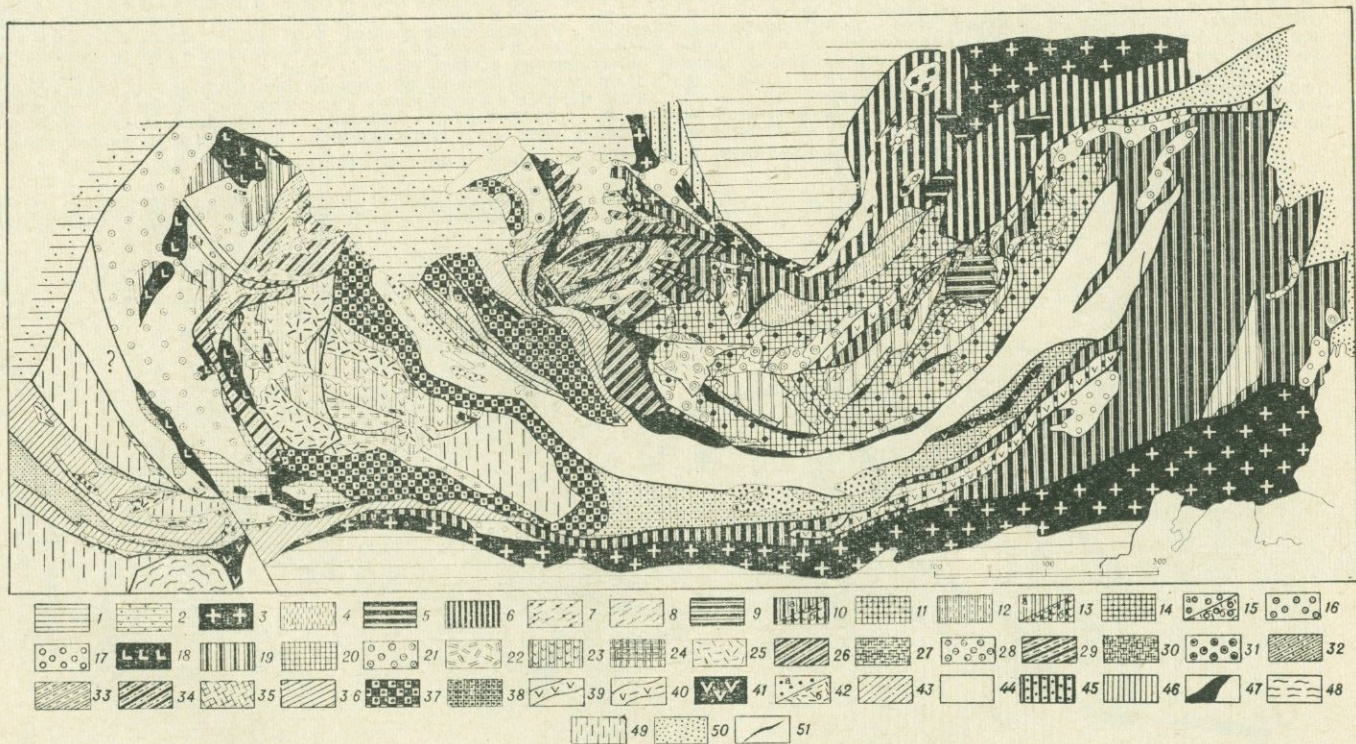


Рис. 2. Схема докембрийских структур южной части Урало-Монгольского складчатого пояса (составили Е. Н. Алтухов, К. Л. Волочкович, Б. Н. Красильников, А. Д. Смирнов с использованием «Тектонической карты Евразии» под редакцией академика А. Л. Яншина (1966 г.) и «Тектонической карты Центрально-Азиатского складчатого пояса» Л. П. Зонненшайна (1970 г.):

Платформы: 1 — чехлы древних эпирифейских платформ, 2 — чехол Западно-Сибирской плиты, 3 — краевые выступы фундамента древних платформ, 4 — рифейские регенерированные геосинклинальные прогибы на древних платформах.

Эпикратонные геосинклинальные системы: *Саяно-Байкальская и Хингаи-Гобийская на архейском фундаменте*. Зона ранней консолидации (протерозойды): 5 — выступы архейского фундамента, 6 — геосинклинали (без расчленения), 7 — протерогенные структуры, выполненные рифейской молассой, 8 — дейтероогенные структуры, выполненные нижнепалеозойской молассой. Зона поздней консолидации (рифейды): 9 — срединные массивы, 10 — геосинклинальные прогибы (а — терригенно-карбонатные, б — вулканогенные), 11 — геоантиклинальные поднятия. Регенерированные геосинклинальные зоны: 12 — выполненные отложениями венда — среднего кембрия (ранние каледониды) без расчленения, 13 — выполненные отложениями среднего — верхнего палеозоя (поздние герциниды) (а — геосинклинальные прогибы терригенные, б — вулканогенные), 14 — геоантиклинальные поднятия. Дейтероогенные структуры: 15 — выполненные нижнепалеозойской молассой: а — терригенно-карбонатной; б — терригенно-вулканогенной; 16 — выполненные среднепалеозойской молассой, 17 — выполненные верхнепалеозойской молассой.

Казахстано-Джунгарская геосинклинальная система на древнем фундаменте с рифейским «платформенным» чехлом: 18 — выступы фундамента.

Зоны ранней консолидации (поздние каледониды, W — S); 19 — геосинклинальные прогибы; 20 — геоантиклинальные поднятия. Дейтероогенные структуры: 21 — выполненные терригенно-вулканогенной молассой (D — Mz); 22 — выполненные вулканогенной молассой (D₂). Зоны поздней консолидации (герциниды, W — C); 23 — геосинклинальные прогибы (вулканогенные); 24 — геоантиклинальные поднятия, развивающиеся с кембрия; 25 — протерогенные структуры, выполненные вулканогенной молассой (C₃—P₁).

Квазиэпиталассократонные геосинклинальные системы. *Кузнецко-Тувинская геосинклинальная система с рифейским «сиалическим панцирем» в основании*. Зона ранней консолидации (ранние каледониды, R — Cm₂); 26 — геосинклинальные прогибы; 27 — геоантиклинальные поднятия, развивавшиеся с венда; 28 — дейтероогенные структуры, выполненные красноцветно-вулканогенной молассой (D — Mz); зона поздней консолидации (поздние каледониды, R — S); 29 — геосинклинальные прогибы; 30 — геоантиклинальные поднятия, развивавшиеся с верхнего кембрия; 31 — протерогенные структуры, выполненные терригенной молассой (O — C₂); регенерированные (внешние) геосинклинальные прогибы; 32 — прогибы на ранних каледонидах (Cm₂ — S); 33 — прогибы на поздних каледонидах (D — C₁).

Гетерогенная Монголо-Алтае-Тяньшаньская квази- и эпиталассократонная геосинклинальная система. Квазиэпиталассократонные геосинклинальные зоны с рифейским «сиалическим панцирем» в основании.

Зоны ранней консолидации (поздние каледониды, R — S); 34 — геосинклинальные прогибы; 35 — геоантиклинальные поднятия, развивающиеся с нижнего силура. Зоны поздней консолидации (герциниды, R — C); 36 — геосинклинальные прогибы; 37 — ранние геоантиклинальные поднятия, развивающиеся с верхнего кембрия — нижнего ордовика («внутренние каледониды»); 38 — поздние геоантиклинальные поднятия, развивающиеся со среднего палеозоя; 39 — шовные антиклинальные поднятия; 40 — шовные прогибы; 41 — выступы «сиалического панциря»; 42 — протерогенные структуры: (а — выполненные терригенной молассой, б — выполненные вулканогенной молассой (C₃—P₁)). Регенерированные геосинклинальные зоны: 43 — геосинклинальные прогибы (D — C). *Талассократонные геосинклинальные зоны на коре океанического типа*: 44 — геосинклинальные прогибы (R — C). Краевые прогибы: 45 — протерозойд (R); 46 — рифейд (W — Cm₁). Прочие обозначения: 47 — офилитовые пояса без расчленения, 48 — альпийская складчатая зона, 49 — погребенные или проблематичные жесткие массивы, 50 — кайнозойский чехол,

51 — разломы.

должны отражать тип догеосинклинального субстрата и, в частности, возраст, мощность и степень консолидации гранитно-метаморфического слоя. Целесообразно деление геосинклиналей на энциалические и энсиматические и знание особенностей становления в каждом из этих типов гранитно-метаморфического слоя.

Второй процесс — активизация — происходит различно, в зависимости от того, где она протекает: в пределах самой геосинклинали или вне ее. Геологически это выражается в специфических тектонических структурах, намечающих генетический ряд от геосинклиналей до структур типично орогенного этапа. Активизация, проявляясь в областях существования мощного гранитно-метаморфического слоя, может привести к формированию новых систем гранитоидных интрузий, в том числе и рудоносных.

В связи с принятыми принципами на предлагаемой специализированной карте (см. рис. 1, 2) нашли отражение: 1) участки земной коры с гранитно-метаморфическим слоем и без него к моменту заложения различных геосинклинальных систем; 2) различные типы геоантиклинальных структур, отражающие характер вертикальных движений в эпоху геосинклинального развития земной коры; 3) типы разновозрастных складчатых сооружений, возникающих в разные стадии собственно геосинклинального процесса; 4) типы тектонических структур — впадин, возникших в процессе активизации земной коры и образующих генетический ряд от наложенных геосинклинальных прогибов до разнотипных орогенных впадин.

О МЕТОДИКЕ СОСТАВЛЕНИЯ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ

На карте выделяются в первую очередь геосинклинальные системы, развивающиеся: а) на сиалическом фундаменте — консолидированном гранитно-метаморфическом слое (эпикратонные системы) и б) на коре океанического типа (эпиталассократонные системы). В тех случаях, когда в основании геосинклинального комплекса располагается слабо развитый гранитно-метаморфический слой (первичный «сиалический панцирь») (Смирнов, 1963), связанный постепенным переходом с вышележащими толщами, выделяются квазиэпиталассократонные системы. При их выделении большое значение приобретает метод формационного анализа, разработанный Н. С. Шатским (1960), Н. П. Херасковым (1963), А. Л. Яншиным (1960) и Ю. А. Кузнецовым (1964).

Характерным признаком эпиталассократонных геосинклинальных систем является широкое распространение (особенно на ранних стадиях развития) в составе геосинклинальных комплексов магматизма симатического профиля.

Эпикратонные геосинклинальные системы различаются друг от друга, во-первых, по возрасту становления гранитно-метаморфического слоя, на котором они начали формироваться, и, во-вторых, по времени замыкания наиболее поздних геосинклиналей, входящих в состав систем. Возраст гранитно-метаморфического слоя определяется по времени последней фазы батолитовой формации гранитоидов, предшествующих за-

ложению геосинклинальной системы. Время замыкания геосинклиналей определяется по времени появления орогенных эпигеосинклинальных формаций (Херасков, 1963). По времени становления гранитно-метаморфического слоя эпикратонные геосинклинали делятся на геосинклинали с архейским и протерозойским фундаментом, по времени замыкания — на рифейские и каледонские.

К эпикратонным геосинклинальным системам относятся: а) Саяно-Байкальская и Хингано-Гобийская (с архейским гранитно-метаморфическим слоем и рифейским возрастом замыкания геосинклиналей), б) Казахстано-Джунгарская (с протерозойским гранитно-метаморфическим слоем и позднекаледонским возрастом замыкания).

Квазиэпиталассократонные геосинклинальные системы имеют в основании рифейский «сиалический панцирь» и консолидированы в каледонское (Кузнецко-Тувинская система) и герцинское время (Монголо-Алтае-Тяньшаньская система). Собственно эпиталассократонная геосинклиналь (Зайсано-Гобийская) входит в состав гетерогенной Монголо-Алтае-Тяньшаньской системы. Она не имеет видимого «сиалического панциря» и замкнулась в начале верхнего палеозоя (Зонненшайн, 1970).

Геосинклинальные системы состоят из разновозрастных складчатых зон ранней и поздней консолидации. Границы зон обычно резкие. Время начала накопления в их пределах орогенных формаций, проявления главных процессов магматизма и завершающей складчатости различно. Различен набор слагающих их осадочно-вулканогенных формаций. Последние делятся на протоорогенные, образованные в связи с замыканием геосинклинальных зон, и дейтероорогенные, формирующиеся в ранее консолидированных складчатых зонах (Боголепов, 1968) под влиянием развивающихся смежных геосинклиналей. Дейтероорогенные формации обычно резко оторваны во времени от геосинклинального комплекса осадков и являются по существу повторными (Булгатов, Красильников, 1968), например, девонская моласса Минусинской впадины на кембрийском комплексе. Структуры, выполненные орогенными формациями, подразделяются по времени заложения. Дальнейшая их типизация представляет предмет будущего самостоятельного исследования.

В ряде геосинклинальных систем зоны разновозрастной консолидации связаны друг с другом как по формационному составу, так и по характеру магматических проявлений. В связи с этим их можно рассматривать как пару сопряженных структур в единой геосинклинальной системе (геосинклиналь — геоантиклиналь).

Геоантиклинальные поднятия в распределении редкометального оруденения играют наиболее важную роль, поэтому они рассматриваются более детально, чем геосинклинальные прогибы. В строении наиболее четко выраженных геоантиклиналей можно выделить нижний этаж, сложенный формациями, накопившимися еще в геосинклинальных условиях, средний этаж, сложенный серией геоантиклинальных формаций; верхний этаж, представленный орогенными эпигеосинклинальными формациями.

Среди геоантиклиналей выделяются: относительно стабильные, в строении которых принимают участие преимущественно терригенные

и карбонатные формации («терригенные» геосинклинали), более мобильные «терригенно-вулканогенные» и весьма мобильные — «вулканогенные». По времени формирования геосинклинали делятся на ранние, рост которых начинается уже в начальные периоды развития геосинклинали системы, и поздние, образующиеся на средних этапах развития подвижного пояса. По соотношению с процессами складкообразования они, в свою очередь, могут подразделяться на «складчатые» и «конседиментационные». У конседиментационных поднятий геосинклинали комплекс формаций обычно связан постепенным переходом с геосинклинали.

По типу основания различаются геосинклинали, имеющие нижний геосинклинали этап (обращенные геосинклинали), и геосинклинали, развивающиеся на обломках более древнего синклинального фундамента (необращенные геосинклинали). Последние сходны по строению со средними массивами (в понимании А. Л. Янина, 1965), отличаясь от них более тесной связью с окружающими прогибами, большей тектонической активностью и меньшим влиянием на конфигурацию окружающих складчатых сооружений. К структурам, сходным с геосинклинали поднятиями, но отличающимся от них меньшими размерами и более кратковременным периодом развития, относятся антиклинальные поднятия (Штрейс, 1951), в том числе шовные.

Среди геосинклинали прогибов мы выделяем вулканогенные, магматичные, шовные. Кроме того, различаются офиолитовые пояса, простояса, пространственно приуроченные к границам крупных структурных элементов, и генетически связанные с троговыми прогибами.

Важным структурным элементом эпикратонных и квазиэпикратонных геосинклинали систем являются регенерированные геосинклинали. Они образуются на уже консолидированных складчатых сооружениях под влиянием процессов, идущих в синхронной им соседней геосинклинали (индукционно), или независимо от них (спонтанно).

В зонах ранней консолидации той или иной системы выделены внешние геосинклинали прогибы, представляющие собой разновидность регенерированных геосинклинали (Уймено-Лебедской и др.) От последних они отличаются тем, что всегда являются индуцированными и возникают в периферической части геосинклинали рамы, на еще слабо консолидированном складчатом фундаменте.

Ниже приводится краткая характеристика строения выделенных типов геосинклинали систем и сравнительная характеристика развитых в их пределах тектонических структур.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Саяно-Байкальская эпикратонная геосинклинали система. В строении ее принимают участие складчатые комплексы ранних протерозой и рифей, спаявшие непереработанные обломки их основа-

ния — массивы архейского возраста. Судя по составу пород, слагающих эти массивы (Алтухов и др., 1968), они являются эпикратонными.

Раннепротерозойские структуры образуют два основных поля — Западно-Забайкальское и Становое, обрамляющие краевой выступ Алданского щита, от которого они отделяются структурными швами. На схеме из раннепротерозойских структур выделены лишь срединные массивы (Моклакано-Могочинский, Амалатский, Муйский), сложенные архейскими гнейсовыми комплексами, собранными в складки субмеридионального простирания и вмещающими чарнокитовые граниты. Геосинклинальные комплексы ранних протерозойских сложены мощными (10 000—15 000 м) толщами гнейсов, кристаллических сланцев с прослоями и пачками мраморов и метаморфизованных эффузивов среднего и основного состава (шкитинская, гаргинская и другие серии).

Байкало-Патомский краевой прогиб протерозойских выполнен терригенно-карбонатными отложениями верхнедокембрийского байкальского комплекса. Во внутренних же частях протерозойских в рифее формировались межгорные впадины и прогибы, наложенные на протерозойский складчатый фундамент (Бодайбинская, Ципа-Витимканская, Сыннырская и др. Булгатов, Красильников, 1968). Они выполнены терригенными, карбонатными и пестроцветными отложениями, среди которых иногда отмечаются эффузивы преимущественно кислого состава (пурпольская, язовская, бодайбинская свиты и их аналоги). Характеристика орогенных структур на площади ранних протерозойских Западного Забайкалья недавно приведена А. Н. Булгатовым и Б. Н. Красильниковым (1968).

В раннем палеозое на месте краевого прогиба ранних протерозойских возник предгорный Ангаро-Ленский прогиб, сложенный терригенными и карбонатными отложениями ушаковской и мотской свит и их аналогов. В это время во внутренних частях ранних протерозойских продолжали формироваться межгорные впадины, но уже дейтероорогенного типа. К их числу относятся Богдаринская, Ишанская, Баргузино-Янгудская и др. с красноцветными, терригенными пестроцветными и терригенно-карбонатными отложениями (Булгатов, Красильников, 1968).

На остальной, большей части Саяно-Байкальской геосинклинальной системы продолжалось геосинклинальное развитие, о чем свидетельствует непрерывность протерозойско-рифейских отложений Восточного Саяна, Хамар-Дабана, Малханской зоны и т. д. (Алтухов и др., 1968; Смирнов и др., 1967). Начало рифея здесь ознаменовалось накоплением на огромных площадях мощной (3—4 км) карбонатной толщи (чартысская, иркутская, айлыгская, гарганская, нортуйская свиты и их аналоги). Процесс общего, дифференцированного прогибания продолжался до конца рифея, а первые молассы отмечаются лишь с начала палеозоя. Поэтому вся эта площадь отнесена нами к рифеидам или ранним байкалидам (Алтухов и др., 1968). В описываемой геосинклинальной системе она представляет зону поздней консолидации.

Сопряжение рифейских и ранних протерозойских различно: в Западном Забайкалье они разделены структурными швами (Селенгино-Амалатский и др.), а в Малханско-Олекминской зоне оно плавное, со «скольжением возраста» складчатости по простиранию геосинклинальной си-

стемы, что подчеркивается наличием «гнейсовых куполов» (своеобразных ядер ранней консолидации) в Малханской зоне и остаточных рифейских прогибов в Олекминской.

В строении рифеид участвуют мощные отложения от раннего до конца позднего протерозоя. По литологическому составу, мощностям, особенностям строения разрезов здесь можно различать формационные ряды, позволяющие выделять геантиклинальные поднятия, геосинклинальные (в том числе шовные) прогибы и срединные массивы.

Нами (Алтухов и др., 1968) доказано отсутствие отложений кембрия, ордовика и силура на площади Агинского поля (Варламов, Старченко, 1968; Ефимов, Тетяева, 1968 и др.). Девонские же и более молодые отложения палеозоя здесь структурно обособлены в межгорных прогибах (Марковский, Хара-Шибирский, Аргалейский, Чиронский и др.). Данные геофизики свидетельствуют о малой мощности рифейских отложений чехла, представленных оносской свитой. Кулундинская же свита, выделяющаяся ранее в основании разреза отложений Агинского массива, четко локализована в зонах шовных прогибов, обрамляющих этот массив, в частности, с востока. В то же время характерные субмеридиональные простирания в фундаменте массива, «просвечивающиеся» через чехол, позволили Л. А. Мастюлину (1967) по геофизическим данным параллелизовать фундамент Агинского блока с археем более северных районов. Чехол массива не содержит интрузий домезозойского возраста. Все это согласуется с представлением о принадлежности Агинской структуры к категории срединных массивов по А. Л. Яншину (1965).

Геантиклинальные структуры рифеид (Сангилен-Приаргунская геантиклинальная зона, Одурум-Шутхулайское, Малханское поднятия) характеризуются сокращенными мощностями по сравнению с геосинклинальными прогибами (от 5 до 8 км против 10—12 км), стратиграфической неполнотой разреза, отвечающей обычно верхним двум третям сводного разреза геосинклинального комплекса в прогибах, обилием внутриформационных перерывов, слабым развитием вулканизма (при этом преимущественно кислого состава), широким распространением карбонатных толщ и т. д. Тем не менее и геосинклинальные прогибы, и смежные с ними геантиклинальные поднятия развиваются синхронно в едином геосинклинальном бассейне. В конце рифея вся площадь геосинклинальной системы рифеид была вовлечена в воздымание, продолжавшееся на большей части территории вплоть до наших дней. Лишь местами происходило прогибание, связанное, с одной стороны, с формированием регенерированных геосинклиналей, с другой — с образованием межгорных впадин дейтероогенного типа, развивавшихся на фоне сводово-глыбового поднятия страны.

Среди регенерированных геосинклиналей выделяются раннекаледонские и позднегерцинские. Раннекаледонские регенерированные геосинклинали (Джидинский, Уда-Витимский, Байхонгорский, Керуленский и ряд более мелких прогибов) возникли в венде. Они развивались синхронно с эпиталассократонной Саяно-Тувинской геосинклинальной системой. В их строении принимают участие терригенные и терригенно-карбонатные, карбонатные и вулканогенные (кислого и реже среднего —

основного состава) толщи венд-среднекембрийского возраста суммарной мощностью до 5 км.

В Хангай-Даурской регенерированной позднегерцинской геосинклинальной системе выделяется ряд геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов (Алтухов, Смирнов, 1970). Их формационные ряды характеризуются преобладающим терригенным составом, отличаясь друг от друга по мощности и содержанию грубообломочных пород. Лишь в Борзинском прогибе среди терригенных отложений существенную роль играют пестрые вулканогенные образования. Прослой средних эффузивов известны и в Даурском прогибе, но в резко подчиненном количестве. Замыкание геосинклинали произошло в Перми. Пермо-триасовые комплексы выполняют наложенные межгорные прогибы и принадлежат к молассе.

Процесс формирования дейтероорогенных структур на площади рифеид продолжался с перерывами в течение всего палеозоя. Палеозойские геосинклинали сквозного развития (Монголо-Алтае-Тяньшанской системы), индуцировавшие энергию на одну и ту же площадь в течение длительного времени, определили формирование дейтероорогенных прогибов «унаследованно-совмещенного типа», т. е. длительно существовавших на одной и той же площади, хотя и с перерывами и смещением границ. Их примером является Георгиевский кембрийский, Зерентуйский силурийский, Благодатский, Донинский и Павловский девонские, Шахтаминский каменноугольный и другие орогенные прогибы в пределе Шахтаминско-Благодатского блока Приаргунского геосинклинального поднятия.

В отличие от этого геосинклинали Кузнецко-Тувинской системы, где индуцируемая энергия рассредоточивалась на площади в связи со смещением геосинклинального процесса в глубь эпиталассократонного геоблока, сопровождалась в области рамы дейтероорогенными структурами, которые, как правило, развивались не дольше одного периода. Их примером служат Нарынский и Пучукский кембрийские прогибы на Саяно-Байкальской, Макаровский девонский и Гутайский каменноугольный прогибы в Забайкалье и большинство других орогенных структур на площади рифеид.

Дейтероорогенные прогибы выполнены морскими и континентальными молассами (песчаники, конгломераты, известняки, редкие и маломощные прослой кислых эффузивов). Карбонатные отложения преимущественно развиты в прогибах унаследованно-совмещенного типа. В каждом из прогибов мощность отложений варьирует от 50 до 2000 м. Дислокации внутри орогенных прогибов чаще всего брахиформные.

Хингано-Гобийская эпикратонная геосинклинальная система. Хингано-Гобийская эпикратонная геосинклинальная система сходна с Саяно-Байкальской, но расположена на северной окраине Китайского кратона. На ней в настоящем изложении мы не останавливаемся.

Кузнецко-Тувинская квазиэпиталассократонная геосинклинальная система. Кузнецко-Тувинская геосинклинальная система располагается к западу и юго-западу от Саяно-Байкальской. Ее ограничивают глубинные разломы: на северо-востоке — Восточно-Саянский, на юго-востоке —

Агордагский, на западе, юго-западе — Кузнецко-Алатауский и Сарасино-Курайский.

В ней выделены Кузнецко-Саянская и Тувинская зоны раннекаледонской консолидации и расположенная между ними Западно-Саянская зона, испытывавшая складчатость в позднекаледонское время. Западно-Саянская зона ограничена широтными глубинными разломами — Ковдатским и Куртушибинским. В ее пределах «сквозная» геосинклиналь развивалась до конца силура.

Замыкание позднекаледонской геосинклинали фиксируется появлением в ее пределах протоорогенных впадин (Усинская, Чулаксинская и др.), в основании которых располагаются отложения позднего силура и раннего девона. Такого же возраста, но дейтероорогенные впадины развиты и в Кузнецко-Алатауской части раннекаледонской зоны (Минусинская). Все это позволяет рассматривать складчатые сооружения данной системы как позднекаледонские.

Гораздо сложнее вопрос о типе фундамента Кузнецко-Тувинской системы. Наиболее отчетливо его симатическая природа обнаруживается в Западно-Саянской геосинклинали, где осадки, начиная с рифея и до конца силура, представляют собой единый геосинклинальный ряд формаций. Здесь развиты офиолитовые пояса, а магматические проявления, особенно интрузивные, имеют ярко выраженный симатический профиль. Выходов протерозойских и архейских пород нет.

В Кузнецкой и Тувинской зонах отсутствие мощного гранитно-метаморфического слоя можно предполагать по следующим признакам:

1. С востока на запад от Саяно-Байкальской эпикратонной геосинклинальной системы в глубь рассматриваемой области исчезает предвентское несогласие.

2. В пределах системы отсутствует типичный кислый вулканизм; сосредоточен он лишь в области сочленения с Саяно-Байкальской эпикратонной системой (восточная периферия тувинских ранних каледонид — Восточно-Таннуольская структурно-фациальная зона); вместе с тем широко распространен основной вулканизм (Кудрявцев, 1966).

3. Широко развиты офиолитовые пояса, постепенно выклинивающиеся в сторону Саяно-Байкальской эпикратонной геосинклинали.

4. Интрузии имеют плагногранитный характер.

5. Возрастной диапазон основного магматизма расширяется в глубь геосинклинальной области (в раннем кембрии на востоке, в раннем и среднем кембрии — на западе).

6. Замыкание раннекаледонской геосинклинали одноактное.

Эти данные могут свидетельствовать о тесной связи геосинклинальных формаций с базальтовым слоем земной коры, что позволяет предполагать заложение геосинклинали на коре океанического типа.

Вместе с тем вопрос о первичности или вторичности этой коры остается неясным, так как имеются данные, свидетельствующие о возможном присутствии здесь реликтов протерозойского гранитно-метаморфического слоя. К ним относятся следующие:

1. В восточных частях Каахемской структурно-фациальной зоны Тувы имеются выходы гнейсов, возможно, протерозойского возраста,

в значительной мере возникших за счет измененных основных вулканитов, на которых резко несогласно располагается докембрийский и нижнепалеозойский геосинклиальный комплекс (Кузнецов, 1963).

2. Такие же кристаллические породы слагают Томский массив Кузнецкого Алатау*.

3. Ярко выражен блоковый характер структур раннекаледонской геосинклинали.

Все это делает вероятным предположение о существовании в основании рассматриваемой системы первичного протерозойского гранитно-метаморфического слоя, испытавшего сильную базификацию в момент заложения на нем более поздней геосинклиальной системы. Это обстоятельство сближает эту геосинклиальную систему, с одной стороны, с эпикратонными геосинклиналями, с другой — с эпиталассократонными, что заставило нас отнести ее к категории квазиэпиталассократонной геосинклиальной системы.

В раннекаледонской зоне геосинклиальный комплекс представлен карбонатными и карбонатно-вулканогенными отложениями позднего докембрия, венда, нижнего и среднего кембрия, образующими толщу, лишенную перерывов. Она прорвана ниже-, средне-, верхнекембрийскими, ордовикскими и силурийскими гранитоидами. В пределах геосинклиальных поднятий образуются рифогенные карбонатно-вулканогенные формации.

Характерной особенностью ранних каледонид Саяно-Тувинской геосинклиальной системы является одновременное проявление в ее пределах складчатости. По характеру складчатости вся она может быть отнесена к складчато-глыбовому типу.

Западно-Саянская позднекаледонская зона представляет собой остаточный прогиб раннепалеозойской геосинклинали. В ее пределах развит мощный комплекс отложений, включающий поздний докембрий, венд, нижний, средний и верхний кембрий, ордовик и почти весь силур. В отличие от раннекаледонской зоны весь разрез Западного Саяна представлен терригенными образованиями, что подчеркивает автономность развития зоны.

В ее краевых частях с позднего докембрия возникло два обращенных конседиментационных геосинклиальных поднятия (Джебашское и Куртушибинское), в пределах которых уже в верхнем кембрии появились грубообломочные геосинклиальные формации (Зонненшайн, 1963). Расположенный между поднятиями Западно-Саянский геосинклиальный прогиб выполнен песчано-сланцевыми отложениями ордовика и силура. Замыкание этого остаточного прогиба происходило постепенно, путем расширения краевых геосинклиальных поднятий за счет последовательного включения в геосинклиальный режим смежных частей прогиба.

В Западном Саяне развиты линейные складчато-глыбовые структуры (Зонненшайн, 1963). Из интрузивных комплексов широко проявлены си-

* Возраст пород Томского массива дискусионен и разными авторами определяется от протерозоя до нижнего, а по В. В. Хоментовскому даже среднего кембрия.

лурийские складчатые и нижнедевонские позднекладчатые гранитоидные интрузии.

В пределах Кузнецко-Тувинской геосинклинальной системы выделены три регенерированных геосинклинальных прогиба: Хемчигско-Систигхемский, Уймено-Лебедской и Кузнецкий. Они представляют собой наложенные на раннекаледонское основание внешние геосинклинальные прогибы позднекаледонской и герцинской геосинклиналей (Белостоцкий и др., 1959). Характерной их особенностью является тип отложений, промежуточный между геосинклинальным и орогенным. Возникновение прогибов в периферической части консолидированного блока, между ним и геоантиклинальным поднятием, компенсационная природа и миграция в сторону консолидированного блока — все это позволяет относить их к классу краевых прогибов (Красильников, 1968). По времени замыкания они являются позднекаледонскими (Хемчигско-Систигхемский) и раннегерцинскими (Уймено-Лебедской и Кузнецкий). В их пределах протоорогенный комплекс имеется в Хемчигско-Систигхемском и Кузнецком прогибах. В первом он представлен отложениями частично ордовика и силура и гораздо более широко девонскими и каменноугольными отложениями (Тувинский межгорный прогиб, Тоджинская впадина) (Белостоцкий и др., 1959). В Кузнецком прогибе протоорогенный комплекс связан с формированием Кузнецкой межгорной впадины, выполненной угленосной молассой среднекаменноугольно-пермского возраста.

Монголо-Алтае-Тяньшаньская гетерогенная геосинклинальная система. Монголо-Алтае-Тяньшаньская геосинклинальная система подразделяется на квазиэпиталассократонные (Алтайская, Тяньшаньская, Южномонгольская, Ерементау-Бетпақдалинская) и эпиталассократонную (Зайсан-Гобийская) геосинклинали.

На западе система, разделяясь на отдельные ветви, облекает и внедряется в эпикратонную Казахстано-Джунгарскую геосинклинальную систему. На юге она граничит с древними Афгано-Таджикским и Таримским массивами, отделяясь от них Южно-Гиссарским средне-верхнепалеозойским вулканическим поясом и системой горстовых выступов с выходами докембрийских толщ, на востоке с Кузнецко-Тувинской и Саяно-Байкальской складчатыми зонами по системе глубинных разломов и зон смятия (Кузнецко-Алтайская, Сарсино-Курайская, Байримская и др.). Большая — западная часть Монголо-Зайсанской системы перекрыта осадочным чехлом Западно-Сибирской и Туранской плит.

Существует представление о том, что рифейские и кембрийские геосинклинальные формации в отдельных частях системы наложены непосредственно на субстрат океанического типа (Васильковский, 1960; Волков, 1966; Красильников, 1966; Кузнецов, 1963, и др.). Этой гипотезе противопоставлена иная, полагающая, что под накоплениями рифея и кембрия залегает складчато-метаморфический комплекс мощностью около 12—14 км, являющийся, по мнению многих, гранитно-метаморфическим субстратом геосинклинальной системы (Белюсов и др., 1969). Состав и строение этого комплекса, а также степень метаморфизма весьма близки к основанию нижнепалеозойского разреза (Горный Алтай, Чингиз). Этот древний комплекс отделен от рифейского — нижнепалеозойского регио-

нальным несогласием. В пределах Алтая магматические породы древнего комплекса имеют натрово-известковый химический профиль. Ниже его располагается структурный этаж с геофизическими характеристиками, свойственными «базальтовой» части коры.

Метаморфический комплекс существенно отличается от мощных архей-протерозойских гнейсово-гранулитовых толщ Саяно-Байкальской эпикратонной геосинклинальной системы. Видимо, он накапливался непосредственно на океаническом субстрате и не претерпел гранитизации. В связи с этим геосинклиналь, продолжавшую развиваться после некоторого перерыва в рифейско-палеозойское время, с известной долей условности можно отнести к квазиэпиталассократонному типу, так как формирование ее происходило на коре с недоразвитым «гранитным слоем» (Фотиади и др., 1963) или на «сиалическом панцире» (Смирнов А. Д., 1963). Преобладающий вулканогенный состав нижнепалеозойских отложений геосинклинальной системы и их химический состав подтверждают этот вывод (ерементауская серия венда и кембро-ордовикские образования Ерементау-Бетпақдалинской геосинклинали, кембрийские и ордовикские отложения Чингиз-Тарбағатай, ниже-среднекембрийские Алтая, кембрийские и нижнесилурийские Южного и Среднего Тянь-Шаня).

Эпиталассократонная Зайсан-Гобийская геосинклиналь тяготеет к восточной части рассматриваемой системы. Выходов допалеозойских пород в ее пределах неизвестно. В строении ее принимает участие среднепалеозойский преимущественно вулканогенный комплекс осадков.

В пределах Монголо-Алтае-Тяньшаньской геосинклинальной системы выделяется зона ранней (нижнепалеозойской) консолидации (Ерементау-Бетпақдалинская) и зона поздней (герцинской) консолидации, в состав которой входят все другие геосинклинали.

Ерементау-Бетпақдалинская зона ранней консолидации расчленяется на геантиклинальные поднятия (Ерементауское, Тектурмаское), начавшие развиваться с нижнего кембрия, и геосинклинальные прогибы, замкнувшиеся к началу нижнего силура. Среди геосинклинальных формаций широко развиты типично офиолитовые образования (ерементауская серия венда), а также вулканогенно-осадочные и флишоидные толщи кембрия — верхнего ордовика. Среднепалеозойские формации условно отнесены к группе дейтероорогенных. Интрузивный комплекс имеет резко выраженный симатический профиль. Это, как и широкое распространение гипербазитовых поясов, свидетельствует о слабом развитии гранитно-метаморфического слоя.

Зона поздней (герцинской) консолидации занимает большую часть Монголо-Алтае-Тяньшаньской системы. В ее пределах выделяются участки, где интенсивное геосинклинальное развитие начинается уже с рифея — протерозоя (Горный Алтай, Чингиз), и районы, где начало этого процесса запаздывает и идет лишь с конца раннего палеозоя (Южный и Средний Тянь-Шань). В последнем случае в рифее — раннем палеозое накапливаются формации, напоминающие платформенные. Сравнение геосинклинальных формационных рядов позволяет выделить геантиклинали и геосинклинальные прогибы, а также их элементы — антиклинальные поднятия, шовные прогибы, шовные антиклинали и пр.

В районах с ранним началом интенсивных геосинклинальных процессов обычно возникают и ранние геосинклинальные поднятия, среди которых преобладают обращенные складчатые (Талицко-Монголо-Алтайское, Аркалыкское и Ащису-Тарбагатайское). В районах с поздним началом геосинклинального развития преобладают обращенные конседиментационные геосинклинальные поднятия (геосинклинали Южного Тянь-Шаня, Прииртышское).

Ранние геосинклинальные поднятия Алтая и Казахстана (Волочкович, 1964, 1967) частично относятся к каледонидам «Тектоническая карта СССР», 1961; «Карта Евразии», 1966, и др.). Однако в отличие от каледонид Саяно-Байкальской геосинклинальной системы они, во-первых, окружены герцинскими прогибами сквозного развития, а не расположены по периферии древних областей и, во-вторых, самым тесным образом связаны осадочными и магматическими формациями и металлогенной с герцинскими прогибами. Н. П. Херасков (1963) относил такие структуры к «внутренним каледонидам», отмечая их сходство с типичными геосинклинальными поднятиями. К аналогичному выводу пришел А. Л. Яншин (1965), считая, что по существу эти структуры являются геосинклинальными поднятиями внутренних частей геосинклинальной области. Их можно называть «массивами ранней консолидации» (Косыгин, 1969). Геосинклинальные формации в пределах ранних поднятий начали накапливаться в конце верхнего кембрия и в среднем — верхнем ордовике. От более древних геосинклинальных комплексов они отделены довольно резким угловым несогласием и складчатостью (складчатые геосинклинали.)

В центральных частях поднятий геосинклинальные формации имеют более грубообломочный состав, меньшую мощность и занимают изолированные впадины с часто мигрирующими контурами. Это наложенные впадины Талицко-Монголо-Алтайского или внутренние прогибы Аркалыкского поднятий. По периферии поднятий накапливаются формации, составляющие переходные ряды к типично геосинклинальным. Они выполняют наложенные линейные прогибы.

Поздние геосинклинальные поднятия формировались в течение всего среднего палеозоя. Присущие им геосинклинальные формации ложатся на геосинклинальный комплекс без крупного перерыва и четко выраженного несогласия (конседиментационные геосинклинали). В связи с этим здесь трудно выделить наложенные структуры, широко распространенные на ранних поднятиях. Поздние конседиментационные поднятия отличаются и по характеру магматизма. Если на ранних складчатых поднятиях широко распространены интрузии как геосинклинального (ранне-среднепалеозойского), так и эпигеосинклинального (позднепалеозойского) этапов, то поздним поднятиям присущи интрузии лишь эпигеосинклинального этапа. В разрезах поздних поднятий выделяется геосинклинальный комплекс формаций (включающий и геосинклинальный) и эпигеосинклинальный орогенный. Основание геосинклинального комплекса (рифей — нижний палеозой) представлено регионально-метаморфизованными (амфиболитовая и зеленосланцевая фации метаморфизма) вулканогенно-осадочными формациями, содержащими до 45—50% вулканических

образований главным образом основного и среднего состава (верхний докембрий — нижний-средний кембрий Горного и Монгольского Алтая; верхний докембрий — нижний силур Чингиз-Тарбагатай; локально развитый кембрий — нижний силур Южного Тянь-Шаня).

Нижне-среднепалеозойский геосинклинальный комплекс содержит меньше вулканогенных образований, и среди них преобладают породы умеренной основности. В состав этого комплекса входят флишеидные, терригенно-карбонатные, кремнисто-вулканогенно-карбонатные, карбонатные и прочие формации.

В зависимости от преобладающего состава формаций структурные элементы геосинклинальной системы подразделяются на вулканогенные (эвгеосинклинального типа) и терригенно-карбонатные (миогеосинклинального типа). В пределах рассматриваемой системы выделяются регенерированные геосинклинальные прогибы — Рудно-Алтайский и Чуйский, выполненные девон-каменноугольными комплексами, залегающими на нижнепалеозойском основании. Структуры миогеосинклинального типа тяготеют к периферическим частям системы (Ануйско-Цаганурский прогиб, Талицко-Монголо-Алтайское поднятие; система геоантиклинальных поднятий и прогибов Южного и Среднего Тянь-Шаня). В восточном направлении «вулканогенность» всех структур увеличивается, достигая максимума, по-видимому, в районах Байтакско-Гобийского синклиория. Степень «вулканогенности» в известной мере можно отождествлять со степенью подвижности и проницаемости земной коры. Соответственно этому различия в формационном составе структурных элементов геосинклинальной системы являются следствием их неодинаковой мобильности. Особенно резко эти различия выступают в среднем палеозое.

Интрузивный магматизм в течение геосинклинального этапа проявился слабо и обычно охватывал области положительных структур. Среди магматических пород в это время преобладали плагиограниты, диориты и т. п.

Эпигеосинклинальный (орогенный) этап начался формированием морских молассовых комплексов, сменившихся вверх по разрезу вулканогенными и терригенными континентальными молассами. Переход от геосинклинального к орогенному этапу был постепенным и не строго одновременным на всей территории геосинклинальной системы. Наиболее древнее положение — низы визе — в районах Горного Алтая занимает нижняя возрастная граница орогенных образований. На остальной территории возрастная граница располагается в пределах верхнего визе — нижнемосковского яруса, опускаясь в районах бывших геоантиклинальных поднятий. С позднемосковского века и лишь частично с позднекаменноугольного времени вся территория вступает в эпигеосинклинальное орогенное развитие.

Среди орогенных структур выделяются формы, развивающиеся унаследованно и инверсионно. Чаще распространены формы унаследованные. Так, наиболее обширные орогенные впадины (Зайсан-Улунгурская) занимают участки, испытывавшие в течение геосинклинального этапа интенсивное прогибание. Особенно часто унаследованность наблюдается в зо-

нах бывших эвгеосинклиналей. Сохраняют повышенную тектоническую активность в орогенном этапе и зоны шовных структур. В пределах этих зон накапливаются своеобразные флишoidные молассы, вулканилиты и т. д.

Формирование гранитно-метаморфического слоя в Монголо-Алтае-Тяньшаньской геосинклинальной системе, насколько об этом можно судить по магматическим проявлениям, происходило неравномерно как в пространстве, так и во времени. Наиболее интенсивно этот процесс протекал в позднем палеозое в орогенном эпигеосинклинальном этапе, в течение которого образовались огромные массы кислых вулканитов и гранитоидов.

В геосинклинальном этапе гранитно-метаморфический слой формировался раньше под геоантиклинальными поднятиями, особенно ранними складчатыми. Таким образом, возникающие поднятия представляли собой приповерхностное отражение глубинных процессов, с которыми связано формирование гранитно-метаморфического слоя коры. Так, интрузии гранитоидов и кислые вулканические образования известны в геоантиклиналях Горного Алтая и Чингиз-Тарбагатай — с верхнего ордовика — нижнего девона, а в геоантиклиналях Южного Тянь-Шаня — с лландовери (только эффузивы). Синхронно с проявлением кислого вулканизма на поднятиях в смежных геосинклинальных прогибах формировались толщи диабазового или близкого к нему состава. Следует предполагать существование более мощного гранитно-метаморфического слоя в «корнях» орогенных поднятий, наследующих знак движения положительных структур геосинклинального этапа. К таким унаследованно воздымающимся структурам приурочены выходы главной массы гранитоидов повышенной кислотности с характерным для них оруденением лейкофильного геохимического профиля.

Казахстано-Джунгарская эпикратонная геосинклинальная система. В позднем докембрии в пределах Центрального Казахстана и Джунгарии существовали массивы с консолидированным протерозойским цоколем и рифейским «платформенным» чехлом (Зайцев, 1968). К этим массивам следует отнести Кокчетавский, Балхашский, проблематичный Джунгарский. Их разделяла Ерементау-Бетпақдалинская геосинклиналь, принадлежащая Монголо-Алтае-Тяньшаньской квазиэпиталассократонной геосинклинальной системе.

В нижнем палеозое на массивах развились две эпикратонные геосинклинали, одна из которых испытала позднекаледонскую, а другая — герцинскую консолидацию. Геосинклиналь позднекаледонской консолидации возникла на Кокчетавском массиве (Михайлов, 1960).

В строении позднекаледонской эпикратонной геосинклинали участвуют кристаллические сланцы боровской и зерендинской серий нижнего протерозоя или их стратиграфические аналоги Улутау и Бетпақдала. Они слагают цоколь Кокчетавской глыбы, на котором с резким несогласием располагается толща (500—2500 м) кварцитов или «кварцито-песчаниковая формация» (Михайлов, 1960), слагающая верхнерифейский чехол протерозойской платформы. Она развита всюду, где обнажаются породы боровской и зерендинской серий (кокчетавская, уштобинская, унгулин-

ская свиты). Выше залегает верхнерифейская порфировая формация, сложенная липаритовыми кварцевыми порфирами, их туфами, лавобрекчиями, игнимбритами (Зайцев, 1968). Она обособляется в виде узких поясов (Южный Улугау), приуроченных к зонам крупных разломов, что позволяет связывать возникновение этой формации с раздроблением массива. Экструзивам этой формации комагматичны комплексы щелочных гранитоидов и сиенитов.

На этом древнем комплексе в начале венда образовался наложенный прогиб, в котором накапливались миегосинклинальные отложения венда, кембрия, ордовика, а в ряде мест и нижнего силура. Вся эта зона выделялась как миегосинклинальная (Богданов, 1965) или как зона ранней консолидации (Маркова, 1964). В ордовике в каледонской геосинклинали происходит энергичная складчатость, сопровождающаяся внедрением синорогенных гранитов.

Герцинская эпикратонная геосинклиналь располагается на Балхашском и Джунгарском массивах. Из них наиболее полно изучен Балхашский. Так же, как и Кокчетавский массив, он имеет двухъярусное строение — протерозойский цоколь и рифейский чехол (Зайцев, 1968). В строении цоколя принимают участие глубокометаморфизованные образования боровской серии нижнепротерозойского возраста. Платформенный чехол слагают кварцевые и аркозовые песчаники таскоралинской свиты позднего докембрия.

Дробление Балхашской глыбы сопровождалось излияниями кислых эффузивов порфиритовой формации, выше которой резко несогласно располагается вендско-нижнепалеозойский геосинклинальный комплекс, образованный отложениями от венда до конца среднего ордовика. Он представлен внизу терригенной пестроцветной формацией, а выше известняковой формацией нижнего кембрия — среднего ордовика. Этот комплекс А. А. Богданов (1965) рассматривает как переходный от миегосинклинальному и включает в лептогеосинклинальную зону. Н. Г. Маркова (1964) эту часть Казахстано-Джунгарской геосинклинальной системы считает зоной «поздней консолидации», противопоставляя ее западной части Центрального Казахстана. В результате позднекаледонской (ордовикской) складчатости в области Кокчетавского массива и герцинской (до-среднекаменноугольной) складчатости фундамент Балхашского и Джунгарского массивов был смят в совместные складчатые структуры с геосинклинальным комплексом палеозоя. При этом Балхашская глыба была подвергнута значительно больше геосинклинальной переработке (чем Кокчетавская), что и нашло свое выражение в лептогеосинклинальном типе развития герцинской зоны.

Из структур орогенного типа в пределах Казахстано-Джунгарской системы развиты как протоорогенные, так и дейтероорогенные (Зайцев и Кабанов, 1966). Среди них различаются межгорные впадины и прогибы, выполненные молассовым комплексом длительного формирования (от нижнего девона до нижнего мезозоя), и вулканогенные пояса. Последние локализируются на границе зон ранней и поздней консолидации.

Примечательно, что эндогенное редкометальное оруденение преимущественно локализуется в зонах орогенных вулканогенных поясов.

ВЫВОДЫ

1. Складчатые системы Урало-Монгольского пояса различаются по возрасту, мощности и степени консолидации гранитно-метаморфического слоя.

2. К началу протерозоя консолидированный гранитно-метаморфический слой формировался на территории современных Сибирской, Китайской, Таримской платформ и распространялся далеко за их пределы, занимая площади Саяно-Байкальского, Хингано-Гобийского и Казахстано-Джунгарского регионов. В начале протерозоя значительные части архейских складчатых сооружений, кроме Казахстано-Джунгарского региона, подверглись обрушению, были вовлечены в новый геосинклинальный процесс и на них с этого времени начали формироваться Саяно-Байкальская и Хингано-Гобийская эпикратонные геосинклинали. На всей остальной площади (Кузнецко-Тувинская и Монголо-Алтае-Тяньшаньская геосинклинальные системы), за исключением узкой зоны, расположенной в ее центральной части, где в то время, возможно, существовал желоб с океаническим типом земной коры, происходило формирование «первичного» гранитно-метаморфического слоя («сиалического панциря»).

3. В позднекембрийское время этот первичный гранитно-метаморфический слой испытал интенсивную тектоническую переработку. Степень переработки увеличивалась от краев древних кратонов в глубь геосинклинальной области, а также с востока на запад, т. е. от областей ранней консолидации к областям, где этот процесс проявился значительно позже.

Соответственно с этим наращивание нового «полноценного» гранитно-метаморфического слоя шло от краев геосинклинали к ее центральной части, а также с востока на запад.

Менее всего гранитно-метаморфический слой подвергся переработке в Саяно-Байкальской и Хингано-Гобийской эпикратонных складчатых зонах, в которых геосинклинальный процесс завершился к концу позднего докембрия, а также в пределах Казахстано-Джунгарской системы, где архей-протерозойский жесткий массив подвергся лишь относительно слабому дроблению. Более сильно гранитно-метаморфический слой, по-видимому, был разрушен в Кузнецко-Тувинской зоне, где он играл роль сравнительно маломощного «сиалического панциря». Максимального значения дезинтеграция «панциря» достигла в квазиэпиталассократонной Монголо-Алтае-Тяньшаньской геосинклинальной системе. Здесь выходы его на поверхность практически отсутствуют, а там, где имеются, входят в состав геосинклинального комплекса.

Замыкание Кузнецко-Тувинской квазиэпиталассократонной геосинклинальной системы произошло в конце силура, Монголо-Алтае-Тяньшаньской — в карбоне и Обь-Зайсанского эпиталассократонного желоба — еще несколько позднее. Таким образом, вторичный гранитно-метаморфический слой является разновозрастным и гетерогенным.

4. Состояние и характер субстрата эпиталассократонных геосинклиналей оказал решающее влияние на тип складчатости геосинклинального комплекса. Так, недостаточно полная переработка «сиалическо-

го панциря» Кузнецко-Тувинской геосинклинали обусловила ее мозаичную, глыбово-шовную структуру, в то время как почти полное отсутствие «сиалического панциря» в Монголо-Алтае-Тяньшаньской геосинклинали способствовало развитию в ее пределах ярко выраженной линейной складчатости.

5. Процессы формирования и консолидации вторичного гранитно-метаморфического слоя прерывались процессами его разрушения, особенно четко проявившимися в обрушениях геосинклинальной рамы. Такие обрушения имели место в раннем протерозое, в ранне- и позднепалеозойское время. Так, раннепалеозойская (вендско-среднекембрийская) геосинклиналь «поглотила» периферическую часть рифейского Саяно-Байкальского блока, в пределах которого возникли Сархойский и, возможно, Майский внешние геосинклинальные прогибы. Развитие позднекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинали сопровождалось образованием наложенных внешних геосинклинальных прогибов (Хемчигско-Систигхемский, Уймено-Лебедской, Кузнецкий, а с палеозойскими геосинклиналями Монголо-Алтае-Тяньшаньской системы связана активизация в девоне Уймено-Лебедского и Кузнецкого внешних геосинклинальных прогибов.

Иногда индукция тектонических процессов или явления тектонического резонанса из развивающихся геосинклиналей в пределы их рамы были настолько интенсивными, что возникали структурные формы, не отличающиеся по ряду признаков от типичных геосинклиналей, но обладающие специфическими чертами строения — регенерированные геосинклинали. К тому же типу структур относятся и геосинклинали, возникшие в неявной зависимости от тектонических процессов, протекавших в соседних геосинклиналях (Хангай-Хентейская). Регенерированные геосинклинали до некоторой степени сходны с дейтероорогенными структурами, развитыми повсеместно, за исключением наиболее молодой Монголо-Алтае-Тяньшаньской геосинклинальной системы. Дейтероорогенные структуры пространственно тяготеют к границе последней и, видимо, связаны с протекавшими в ней процессами (резонансные структуры, по Ю. М. Пуцаровскому, 1969).

6. В связи с проведенным тектоническим районированием Урало-Монгольского пояса выясняются некоторые отличия между разновозрастными складчатыми зонами. Так, регенерированные вендско-кембрийские геосинклинали Саяно-Байкальской и Казахстано-Джунгарской систем отличаются от разновозрастных эвгеосинклинальных систем Кузнецко-Тувинской зоны отсутствием в формационных рядах продуктов симатического субстрата. Исключения представляют наиболее проницаемые глубинные шовные зоны — офиолитовые пояса, пограничные между крупнейшими структурными элементами.

Обнаруживается различие между каледонидами Кузнецко-Тувинской и Казахстано-Джунгарской систем, с одной стороны, и Монголо-Алтае-Тяньшаньской систем — с другой. Поздние каледониды первых двух систем завершают развитие этих систем, являясь «остаточными»; в Монголо-Алтае-Тяньшаньской системе поздние каледониды начинают процесс геосинклинального развития, это, по существу, ранние геоантиклинальные

поднятия, в пределах которых в первую очередь начал формироваться гранитно-метаморфический слой.

Герцинские геосинклинали Монголо-Алтае-Тяньшаньской системы характеризуются сквозным, преимущественно эвгеосинклиналильным развитием на протяжении всего палеозоя, причем терригенные зоны в них появляются лишь на герцинском этапе после формирования краевых геантиклинальных поднятий. В отличие от них регенерированные герциниды в Саяно-Байкальской геосинклиналильной системе являлись терригенными изначально, что свидетельствует об их неглубоком заложении и спалическом фундаменте.

7. В связи с особенностями строения и развития разновозрастных, но разнотипных геосинклиналей (их внутренних структур и зон) находят объяснение региональные закономерности размещения эндогенных месторождений. В эпикратонных геосинклиналильных зонах широко проявлен спалический магматизм, несущий редкометальную минерализацию уже на собственно геосинклиналильном этапе (редкометальные пегматиты Тувы, Протеросаяна и др.). В квазиэпиталассократонных геосинклиналиях широко проявлен симатический магматизм и полиметаллическая минерализация. Редкометальная специализация магматизма здесь зарождается лишь на орогенном эпигеосинклиналильном этапе и преимущественно на площади геантиклинальных поднятий (Талицко-Монголо-Алтайское, Прииртышское, Аркалыкское, Каратау-Туркестанское и др.), где «созревание» спалического слоя началось раньше, чем в развивавшихся смежных прогибах.

Таким образом, особенности догеосинклиналильного субстрата в значительной степени определяют развитие геосинклиналей и их металлогеническую продуктивность и специализацию. Большое значение имеет строение гранитно-метаморфического слоя геосинклиналей в период, предшествующий рудоносному магмообразованию. В связи с этим типизация гранитно-метаморфического слоя в корнях структур — одна из главных задач при металлогенических построениях. Решение ее неразрывно связано с общей проблемой тектонического районирования и типизации структур.

ЛИТЕРАТУРА

- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Геологические структуры южного обрамления Сибирской платформы. — В кн. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья». Изд-во Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР, вып. 4. Чита, 1968.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. Основные черты домезозойской тектоники Забайкалья. — Докл. АН СССР, т. 191, № 2, 1970.
- Белостоцкий И. И. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 6, 1959.
- Белюсов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского края. М., «Наука», 1969.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 6, 1965.

- Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геология и геофизика, № 8, 1968.
- Боголепов К. В. Области повторного горообразования (дейтероорогенеза) и принципы их тектонического и металлогенического районирования.— Геология и геофизика, № 12, 1969.
- Булгатов А. Н., Красильников Б. Н. Орогенные системы юга Сибири.— Геология и геофизика, № 8, 1968.
- Варламов В. А., Старченко В. В. Золотоносность Агинской структуры.— Сов. геология, № 12, 1968.
- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии.— Тр. СНИИГГиМС, вып. 13, 1960.
- Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1966.
- Волочкович К. Л. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., «Наука», 1964.
- Волочкович К. Л. Тектоническое положение редкометальных металлогенических зон в Алтае-Зайсанской складчатой области.— В кн. «Рифейды юга Сибири». М., «Наука», 1967.
- Ефимов А. Н., Гетьева Г. М. Протерозойская Забайкальская складчатая система.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. I. Стратиграфия. Тр. ВСЕГЕИ. «Недра», 1968.
- Зайцев Ю. А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане.— МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Орогенические пояса. «Наука», 1968.
- Зайцев Ю. А., Кабанов Ю. Ф. О варисском развитии Джебказганской и Тенизской внутренних впадин (Центральный Казахстан).— Вестник Москов. ун-та, Геология, № 2, 1966.
- Зонненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. Госгеолиздат, 1963.
- Зонненшайн Л. П. Тектоника складчатых поясов Центральной Азии.— Геотектоника, № 6, 1967.
- Зонненшайн Л. П. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореф. докт. дисс. Изд. МГУ, 1970.
- Карпова Е. Д. Сводо-глыбовые области и их металлогения.— В кн. «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования». «Недра», 1968.
- Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. «Наука», 1966.
- Красильников Б. Н. Условия возникновения древних прогибов класса краевых.— Геология и геофизика, № 6, 1968.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. «Недра», 1969.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 13, 1963.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
- Кудрявцев Г. А. «Тектоника».— В кн. «Геология СССР», т. XXXIX, Тувинская АССР, ч. 1. «Недра», 1966.
- Леонтьев А. Н., Леонтьев Л. Н. О месте редкометальных поясов в региональных структурах земной коры.— Геология рудных месторождений, т. XI, № 4, 1969.
- Мастюлин Л. А. Структура «гранитного» слоя Забайкалья по геофизическим данным.— Изв. Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР, т. 3, вып. 2, Чита, 1967.
- Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана.— В кн. «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.
- Михайлов А. Е. Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. М., «Наука», 1960.
- Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей.— «Деформация пород и тектоника», XXII, сер. докл. сов. геологов. М., «Наука», 1964.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы, их этапы развития и магматизм.— Изв. АН СССР, сер. геол. № 10, 1967.
- Пущаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, № 1, 1969.

- Смирнов А. Д. и др. Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., «Наука», 1967.
- Смирнов А. М. Геология зоны сочленения Сибирской и Китайской платформ. М., «Наука», 1963.
- Тектоническая карта Евразии под ред. А. Л. Яншина. «Наука», 1966.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— Геология и геофизика, № 10, 1963.
- Ханин В. Е. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей завершённой складчатости.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1970.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 91, 1963.
- Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1960.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала, т. 3. Изд-во АН СССР, 1951.
- Яншин А. Л. Методы изучения тектонических структур. Изд-во АН СССР, 1960.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1965.
-

Э. Э. ФОТИАДИ

**ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ,
НАПРАВЛЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИСТОЛКОВАНИЯ
ДАННЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

**ОБЗОР ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ,
ПРИМЕНЯЕМЫХ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

На примере геофизики — молодой науки, которая ныне является одной из основных наук о Земле и которая развилась как смежная дисциплина на стыке физики, геологии и астрономии, мы еще раз убеждаемся в существовании органической связи всех естественных наук, в том числе геологии, с физикой, составляющей их фундаментальную основу, ибо «современная физика является наукой о формах материи, которые входят в состав любых сложных материальных систем, о взаимодействиях этих форм материи и их движений» («Физический энциклопедический словарь», 1966). Геология же, как любая из естественных наук, изучает специфические закономерности конкретных классов и типов таких материальных образований. В геологии исследуются в первую очередь горные породы — их состав, возраст, условия и формы залегания. Полученные материалы привлекают к изучению строения Земли, ее происхождения, развития, размещения полезных ископаемых.

Геофизика также дает информацию о горных породах, но не непосредственно, как в геологии, а опосредованно, через их физические свойства (плотность, магнитные, электрические, упругие и другие свойства), обуславливающие специфические различия в естественных и искусственно возбуждаемых физических полях (силы тяжести, магнитного, электрического, упругих колебаний, теплового и др.).

Изучение различий в структуре таких полей с помощью методов физико-математического анализа составляет основу геологической интерпретации данных геофизических исследований. Разрешающая способность, последних зависит от ряда факторов: геологической обстановки, представительности исходных данных и т. п. Естественно, при геологической интерпретации геофизических данных можно говорить лишь о построении определенных моделей, с той или иной степенью приближения воссоздающих интересующие нас геологические ситуации.

Поскольку источником разнообразных физических полей являются физические свойства горных пород, изучение этих свойств стало неотъемлемой частью любых работ по интерпретации геофизических данных.

Накоплен обширный материал о физических параметрах горных пород из районов с самым разнообразным строением. Так был создан фундамент новой науки — петрофизики, предмет которой — изучение физических свойств вещества горных пород и их сообществ — различных петрографических, литологических, фациальных и формационных комплексов с целью их картирования, расчленения и корреляции. Определено направление изучения физических свойств горных пород как индикатора, функционально отражающего воздействие на породы разнообразных эндо- и экзогенных процессов (эпигенеза, метаморфизма, тектогенеза и т. п.). Перечисленные факторы по-разному воздействуют на такие физические параметры, как плотность, магнитные, электрические, упругие и другие свойства. Различны подобные воздействия и на генетически разные группы горных пород: интрузивных, метаморфических и осадочных. Помимо чисто научного значения, петрофизические исследования необходимы для металлогении и поисков полезных ископаемых.

Физическим свойствам горных пород посвящена обширная литература (Дортман и др., 1964; Корбанова, 1962; «Справочник физических констант...», 1969, и др). Поэтому подчеркнем лишь, что физические свойства зависят в основном от состава главных породообразующих минералов, структурно-текстурных особенностей и физико-химических условий образования пород. Последние оказывают решающее воздействие на форму связи химических элементов, в частности железа, и соответственно на магнитные свойства его соединений. Особенно отчетливо воздействие термодинамических условий проявляется в формировании магнитной восприимчивости метаморфических пород. Наложенные процессы повторного метаморфизма, гранитизации и гидротермальных преобразований оказывают особое, часто решающее влияние на магнитную восприимчивость пород. Как недавно показал Ю. Ф. Малышев (1969) на примере Алданского щита, магнитная восприимчивость пород особенно существенно изменяется на первых этапах их гранитизации за счет выделения вторичного магнетита (Малышев, 1969). То же подтверждают и другие исследователи.

Большое значение имеет изучение у горных пород их естественной остаточной намагниченности, которую иногда называют «окаменелым магнетизмом», поскольку она дает информацию о древних магнитных полях Земли. На изучении естественной остаточной намагниченности горных пород основана новая научная дисциплина — палеомагнетизм.

Физические свойства осадочных пород зависят от их литологического состава и воздействия на осадочную толщу процессов уплотнения, цементации, перекристаллизации, минерализации пластовых вод и др. («Физические свойства осадочного покрова...», 1967). В большинстве случаев все литологические разности осадочных пород слабомагнитны. Степень обогащения их ферромагнитными минералами зависит от удаленности областей осадконакопления от источника сноса разрушавшихся магматических либо метаморфических образований и времени пребывания их минералов в «терригенном круговороте». Довольно крупные области, в которых относительно широко распространены осадочные породы с повышенной магнитной восприимчивостью, связанной с обогащением переотложенным магнетитом, известны, например, в южной части Каспийского бассейна и

Западной Туркмении для красноцветной толщи апшеронского и акчагыльского ярусов, в восточной части Западно-Сибирской плиты для пестроцветных пород готерив-баррема. Подобные же области повышенной магнитной восприимчивости для нижнепалеозойских отложений известны на востоке и юго-востоке Русской платформы.

Для правильного понимания физического состояния вещества в земной коре на различных глубинах необходимо представлять поведение горных пород в условиях высоких температур и давлений (всесторонних). В настоящее время для таких условий физические свойства горных пород, используемые в геофизике, изучаются в лабораториях.

Специального внимания заслуживает изучение теплового поля Земли, проявляющегося в глубинных тепловых потоках. К физическим свойствам горных пород, определяющим способность теплопередачи в земной коре, относится их теплопроводность. В естественных условиях теплопроводность изменяется в широких пределах и зависит от петрохимических и структурно-текстурных особенностей пород. Теоретически этот вопрос, в том числе природа внутриземного тепла, термическая история Земли, воздействие тепла на физико-химические процессы развития земной коры и верхней мантии, разработан Е. А. Любимовой (1968), В. А. Магницким (1965) и другими авторами. Весьма весомым вкладом явилась и недавно вышедшая коллективная работа «Тепловой режим недр СССР» (М., «Наука», 1970).

В вопросе о связях геофизических полей с геологическим строением нужно различать два аспекта — статический и динамический. Существующие в первом случае достаточно разнообразные методы исследований, применение которых в ряде случаев весьма эффективно, направлены на изучение современного состояния геофизических полей.

Менее разработаны и более сложны по своему существу методы изучения динамических связей, т. е. изменения геофизических полей под влиянием геологических процессов. Этот аспект исследований может быть назван геоэнергетическим, поскольку в его основе лежат преобразования, обусловленные воздействием внутриземного тепла, главным образом радиогенного, которое, в частности, рассматривается как источник и движущий механизм химико-физического и тектонического развития Земли. В последние годы эти методы значительно увеличили свой арсенал средств, заимствованных у физиков.

В результате подобных исследований все более выясняются корреляционные и функциональные связи и зависимости между различными геологическими и геофизическими статическими и динамическими параметрами, в том числе тепловыми потоками и гравитационными и магнитными аномалиями, в частности временными вариациями этих полей, расслоением земной коры, положением нижних кромок магнитоактивных масс, глубинного слоя повышенной электропроводности, сейсмической активностью, неотектоническими и современными движениями.

Геологическая интерпретация геофизических полей основана на решении одной или обеих фундаментальных задач геофизики: так называемых прямой и обратной задач. Для решения первой задачи существуют разнообразные методы так называемого подбора, используемые как в интерпре-

тационной практике, так и при модельных построениях. Решение обратной задачи в общем виде неопределенно. Для получения с ее помощью практических результатов требуются те или иные опорные параметры, что при комплексной интерпретации почти всегда обеспечивается. Именно поэтому методика интерпретации, основанная на решении обратной задачи, в различных ее вариантах и модификациях, широко используется при геологическом истолковании региональных геофизических данных (см., например, Федынский, 1964).

Основным материалом, используемым для анализа строения земной коры, являются данные о поведении гравитационных и магнитных аномальных полей, а также сейсмических, в том числе сейсмологических, исследований. Все большее значение при изучении глубинного расчленения земной коры и верхней мантии приобретают и методы глубинного электромагнитного зондирования («Магнито-теллурические методы...», 1969). Используются и другие методы. Уместно заметить, что для получения представления о строении обширных участков земной коры методы естественных полей более универсальны, чем методы искусственных полей. Однако у последних большая разрешающая способность в силу возможности регулирования энергии возбуждения.

Геологическую природу гравитационных и магнитных аномалий впервые определили А. Д. Архангельский с соавторами (Архангельский, 1954). Именно ими сформулировано положение о том, что гравитационные аномалии представляют собой сумму воздействий следующих факторов: 1) глубинных изменений плотности вещества подкорового слоя, определяющих основной фон аномального поля; 2) изменений рельефа складчатого фундамента и 3) неоднородностей структуры этого фундамента вследствие смены в нем пород различного петрографического состава. Позднее были высказаны соображения о необходимости более подробного расчленения перечисленных комплексов, в первую очередь учета влияния строения платформенного осадочного покрова. В послевоенные годы появилась методика геологической интерпретации гравитационных аномалий, основанная на трансформации наблюдаемых полей, разделений их на составляющие и самостоятельном геологическом истолковании каждого такого слагаемого и полученных на основе этого разностных или «остаточных» полей (Фотиади, 1947; 1951; 1955 и др.).

Магнитные аномалии менее осложнены наложением влияний разнородных сред и обусловлены в основном комплексами с магнитоактивными разностями пород складчатого фундамента.

Для изучения строения верхней части земной коры наиболее эффективной оказалась схема комплексной интерпретации, основанная на использовании корреляционных связей между гравитационными, магнитными аномалиями и различными геологическими объектами с привлечением данных других геофизических методов, в первую очередь сейсмических (ГСЗ, КМПВ, МОВ). Принципиальные положения этой схемы и основанной на ней интерпретации были разработаны в пятидесятые годы. В различных модификациях она применяется поныне. Особенно нужно подчеркнуть значение недавних разработок Г. И. Каратаева (1966), придавших качественной схеме количественный акцент. Им дано математическое

описание процесса интерпретации, базирующееся на корреляционных связях геологических и геофизических параметров.

В последние 10—15 лет в различных районах СССР все чаще применяются сейсмические методы изучения земной коры и верхней мантии. Наибольшее применение получила «сейсмология взрывов», основу которой составляет глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) в различных его модификациях. Довольно широко применяется также специальная модификация собственно сейсмологии — профильные наблюдения землетрясений при помощи высокочувствительных станций, в том числе специально разработанной для этого станции «Земля». В результате таких исследований установленно слоисто-блоковое строение земной коры и верхней мантии. Расслоение коры проявляется в неоднородности скоростей упругих колебаний, возрастающих с глубиной (более резко в коре, нежели в мантии). Такой материал о строении земной коры и верхней мантии в совокупности с другими геофизическими и соответствующими геологическими данными дает возможность рассматривать тектоническую структуру, проявления магматизма, металлогении и некоторые другие явления в тесной связи со строением глубинных недр Земли и происходящими в них физико-химическими процессами (Белоусов, 1966; Федынский, 1960, и др.). Подобные вопросы стали предметом обсуждения в ряде работ крупных ученых (Афанасьев, 1960, и др.). Необходимо углубить и конкретизировать такие исследования путем специальных экспериментальных и экспедиционных работ.

Ниже проводится краткий обзор основных результатов геологического истолкования комплекса региональных геофизических данных для ряда областей СССР с различным тектоническим строением. Остановимся на: 1) древних платформах с архейско-протерозойским основанием (Восточно-Европейская (Русская) и Сибирская платформы); 2) молодых платформах с палеозойским гетерогенным основанием (Западно-Сибирская, Туранская и Скифская плиты); 3) горно-складчатом обрамлении платформ Сибири.

В общем виде задачи интерпретации геофизических материалов можно сформулировать в следующем виде.

1. Тектоническое районирование областей складчатых (горных) сооружений по типам гравитационных и магнитных аномалий и их сочетаниям с различными геологическими признаками. На этой основе проводится их структурное и возрастное разделение, выделяются участки погруженного (и погребенного) продолжения этих сооружений, образующие отдельные структурные этажи или составляющие складчатый фундамент крупных межгорных впадин.

2. Установление каркаса крупных разломных дислокаций, определяющих границы областей и районов. Предполагается и более подробное изучение различных типов дизъюнктивных нарушений и выяснение их контролирующей роли для структуры, проявлений магматизма и металлогении.

3. Установление гипсометрии залегания складчатого основания на платформах, плитах, в межгорных впадинах, выяснение морфологии его поверхности, а также крупных черт структуры и вещественного состава.

Поскольку фундамент большинства плит гетерогенен, возникает задача выяснения крупных черт его строения, выделения в его составе разнородных и разновозрастных блоков, структурно-формационных зон, интрузивных и экструзивных комплексов и т. д.

4. Подобное же расчленение платформенного осадочного покрова по различным маркирующим признакам на крупные литолого-фациальные комплексы, выяснение структурных планов различных этажей разреза покрова и т. д.

Кроме этих основных задач, возникают дополнительные в связи с необходимостью углубить разностороннее изучение особенностей строения, исторического развития и взаимосвязи поверхностной части земной коры с ее глубинной структурой:

1) выяснение особенностей расслоения земной коры, а также геологической и физической природы горизонтальных границ разделов;

2) выяснение особенностей блоковой структуры коры, установление систем глубинных разломов различной глубины заложения вплоть до сквозных и уходящих в мантию.

По выявленным закономерностям проводится типизация вещественно разнородных структур, выясняются режим развития, особенности генезиса тектонических структур, магматизма и металлогении.

Обратимся к краткому обзору основных результатов геологического истолкования комплекса геолого-геофизических данных в региональном плане.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИСТОЛКОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Древние платформы. Наиболее древними платформенными сооружениями в Советском Союзе являются Русская, или Восточно-Европейская, и Сибирская платформы, разделенные Урало-Монгольским подвижным поясом, в северной части которого сформировалась Урало-Сибирская молодая платформа с Западно-Сибирской плитой в ее центральной части (Белоусов, 1962; 1966; Пейве, 1956; «Тектоника Евразии», 1966; «Тектоническая карта...», 1965; Хаин, 1964; Шатский, 1947; Яншин, 1965, и др.)

Восточно-Европейская, или Русская, докембрийская платформа. Первое ее название объясняется тем, что, как предполагается, фундамент северной половины Средней Европы (вплоть до Центральной Англии) сложен образованиями готид—байкалид. Именно готской эпохой А. А. Богданов (1964, 1967) датирует установление платформенного режима на Восточно-Европейской платформе, ее «кратонизацию».

Осадочный чехол в отдельных крупных областях Русской платформы достаточно хорошо изучен с помощью бурения. Однако и сейчас очень многие сведения о глубинном строении этой территории могут быть получены только с помощью геофизических исследований.

Впервые представление о морфоструктуре фундамента Русской плиты (гипсометрия его поверхности) было получено в первые годы после

Таблица 1

№	Аномалии		Вероятная причина аномалии
	гравитационные	магнитные	
I	Максимум (+)	Максимум (+)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Интрузия основных изверженных пород в толще гранитов и гнейсов 2. Комплексы тяжелых метаморфических (фазии высоких степеней метаморфизма) или магматических пород среди мощных вмещающих толщ легких магнетита или титаномагнетита 3. Выступы фундамента при значительном перемещении блоков фундамента
II	Максимум (+)	Минимум (-)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Комплексы тяжелых пород, возможно глубоко-метаморфизованных, но слабомагнитных 2. То же, для выступов тех же комплексов или их внедрений в осадочный покров
III	Минимум (-)	Максимум (+)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Легкие метаморфизованные или интрузивные граниты или сильно гранитизированные комплексы, причем вероятно сильное воздействие наложенных процессов гранитизации, обусловивших вторичную намагниченность 2. Существование маломощных сильно магнитных пород при одновременном высоком содержании в них пород
IV	Минимум (-)	Минимум (-)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Комплексы легких пород (например, внедрения гранитных интрузий типа рапакиви или участки микроклиннизации среди более плотных пород) 2. Значительные впадины в кристаллическом фундаменте, выполненные мощными толщами отложений осадочного покрова

Отечественной войны (Фотиади, 1947). Имевшиеся к тому времени геолого-геофизические данные были проанализированы по упоминавшейся выше методике. В последующие годы подобные построения, как и их методика, значительно совершенствовались, причем, помимо уточнения гипсометрии поверхности фундамента, были предприняты попытки расчленить фундамент по вещественному составу пород и на этой основе обосновать его возрастное районирование (Фотиади, 1955; 1958, и др.). По мере накопления новых данных подобные построения неоднократно повторялись (Гафаров, 1963; Зандер и др., 1967). В некоторых работах основное значение придавалось геологическому истолкованию магнитных аномалий, которые, как говорят, в более «чистом виде» отражают петрографические неоднородности в составе фундамента (Андреев, 1960, и др.). Однако комплекс гравимагнитных данных позволяет шире осветить исследуемую проблему.

В табл. 1 приведены сведения о корреляции знаков гравитационных и магнитных аномалий с признаками вещественного состава докембрийского фундамента. Такие данные весьма эффективно применяются при геологической интерпретации, и некоторые варианты подобных построений были использованы при составлении геологических карт фундамента Восточно-Европейской платформы (Вардьянц, 1960, 1966), а также ряда его палеогеографических и структурных схем.

По современным данным, в фундаменте Восточно-Европейской платформы широко развиты складчатые системы карелид, которые спаяли останцы древней архейской платформы (Полканов и др., 1964; Харитонов, 1955; «Геология и геохронология докембрия...», 1964, и др.). Это отчетливо видно уже в пределах Балтийского щита, основную площадь которого слагают системы карелид и свекофенид и разделяющих их массивов саамских гнейсов и беломорид. Некоторые из таких массивов, например Беломорский, продолжаютя под осадочным покровом Русской плиты. С юга к этому погребенному массиву примыкает другой, подобный — Онего-Двинский.

В центральной и восточной частях плиты тоже намечаются древние гнейсовые массивы различных размеров, видимо, сильно переработанные карельскими гранитами — проплавленные ими, метаморфизованные и спаянные полосами складчатых систем карелид. На западе подобная гетерогенность фундамента древней платформы сохраняется, однако срединные массивы здесь имеют более молодой возраст (Лапинская и др., 1963). На крайнем западе намечается омоложение и протерозойских складчатых комплексов (готиды). Их значительное развитие предполагается в фундаменте северной половины Средней Европы.

В южной части Русской платформы значительные пространства занимает Сарматский массив. Он включает в себя Украинский щит с его периферическими погребенными частями и Воронежский массив, в большей части также погребенный и отделенный от Украинского глубокой Днепровско-Донецкой впадиной.

В пределах Украинского щита значительные площади сложены древними гнейсами и мигматитами типа саамских Балтийского щита, местами прорванными более молодыми гранитами разных генераций. В районах Кривого Рога и Орехова-Павлодара Украинский щит пересекают меридиональные узкие полосы геосинклинальных трогов, так называемых саксагонид, выполненные отложениями криворожской серии, содержащей железные руды. По генезису и возрасту саксагониды Украинского щита, видимо, близки беломоридам Балтийского щита. Подобная же полоса более молодых архейских отложений серии Курской магнитной аномалии, богатой железистыми кварцитами и магнитными железняками, рассекает древние комплексы Воронежского массива («Стратиграфия СССР...», 1963).

Таким образом, как пишет М. В. Муратов (1966), «в формировании складчатого основания Восточно-Европейской платформы можно отметить: 1) стадию древнейшей земной коры основного состава, свидетелями которой являются обломки амфиболитов и других пород с возрастом до 3500 млн. лет, включенные в более молодые образования; 2) стадию гранитизации и разламывания древней коры с образованием гранито-гнейсо-

вой протоплатформы (2700—2800 млн. лет); 3) стадию образования геосинклинальных прогибов беломорид и саксагонид (1900—2000 млн. лет); 4) стадию образования геосинклинальных прогибов карелид и свекофенид, со складчатостью и образованием гранитных интрузий (1720—1650 млн. лет); 5) стадию формирования готской системы, нарастившей платформу на западе (1300—1000 млн. лет), и 6) стадию формирования Гиперборейско-Тиманской системы... увеличившей площадь платформы на северо-востоке в самом конце докембрия в эпоху байкальской складчатости, образовав систему тиманид. Такая же система, возможно, образовалась и на юго-восточной окраине платформы».

К сказанному следует добавить, что наличие значительного количества узких, но протяженных магнитных аномалий различной интенсивности позволяет выявить каркас глубинных разломов разных типов. Одни из них разграничивают разновозрастные комплексы фундамента, другие обрамляют его выступы и впадины, но, несомненно, существуют и такие полосы аномалий, которые отражают геосинклинальные трюги типа беломорских, саксагонских и КМА, выполненных отложениями, богатыми железорудными включениями. Наконец, некоторые полосовые магнитные аномалии, несомненно, отражают глубинные разломы, определившие места заложения авлакогенов и крупных впадин. В связи с последним следует обратить внимание на то, что ряду крупных впадин соответствуют, после исключения влияния осадочного покрова, интенсивные гравитационные остаточные максимумы. Это можно истолковать как образование впадин на месте ныне глубоко погружившихся останцев древнейших протоплатформенных элементов земной коры, которые, как полагают, были сложены основными, т. е. весьма тяжелыми породами.

Таковы, в самом общем виде, современные представления о крупных чертах строения кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, которые могли быть получены только в результате совместной интерпретации геологических и геофизических данных.

Поскольку строение фундамента, особенно на древних платформах, определяет крупные черты структуры лежащего на нем осадочного покрова (чехла), на строении последнего здесь останавливаться не будем, тем более что это потребовало бы привлечения данных более детальных геолого-геофизических исследований. Отметим лишь, что при геологическом истолковании геофизических данных разрез осадочного чехла согласно распределению в нем физических свойств пород обычно разбивается на три крупных достаточно однородных по составу фациально-литологических комплекса (сверху вниз): 1) верхний, терригенный, включающий отложения, начиная от третичных, кончая мезозойскими, 2) карбонатный, а местами сульфатно-карбонатный, включающий в восточной половине плиты нижнепермские, каменноугольные, фаменские и верхне- и среднефаменские отложения девона, а в северо-западных районах — также карбонатные отложения силура и ордовика, и 3) нижний терригенный, который включает терригенные отложения, начиная от нижнефранкских слоев девона, кончая нижнепалеозойскими (Фотиади, 1955; Справочник геофизика, т. 1, 1960). Такое деление применимо для большей части Русской плиты, за исключением Прикаспийской впадины с ее мощными образованиями ка-

менной соли и осадочного покрова Средней Европы — для этих районов требуются специальные уточнения.

Глубинное строение земной коры и частично верхней мантии в пределах Восточно-Европейской платформы изучено весьма неравномерно. Профили геолого-структурного зондирования (ГСЗ) имеются в Кольско-Карельской части Балтийского щита, на востоке и юго-востоке платформы, в том числе перекрестное пересечение Прикаспийской впадины и ряд пересечений через Украинский щит и Днепровско-Донецкую впадину с выходом на Воронежский массив. Представление о мощности земной коры на остальной части плиты получено в результате соответствующих пересчетов гравитационных данных (естественно, выполненных с учетом данных ГСЗ).

На большей части территории плиты средняя мощность земной коры 34—36 км. На Балтийском щите выделяется опущенный ее блок (Ботнический залив, Лапландия), где глубина до Мохо оценивается в 41—42 км. Кольский полуостров, Карелия, а также южная часть Скандинавского полуострова выглядят как «вброшенные» блоки с мощностью коры 34—36 км (Шустова, 1966). Резко выделяется Сарматский массив: в пределах составляющих его Украинского щита и Воронежского массива мощность земной коры достигает 50 км, а в разделяющей их Днепровско-Донецкой впадине она уменьшается до 30—40 км. Резкое отличие Сарматского щита по мощности земной коры от других районов плиты, а также Балтийского щита, пытаются объяснить значительно повышенной плотностью вещества мантии. Подобное же, но генетически несколько иное объяснение дается и для Прикаспийской впадины, где остаточные аномалии силы тяжести не могут быть понятны, если допустить увеличение средней плотности вещества верхней мантии (Борисов, 1967).

Земная кора во всех районах плиты, где проводилось ГСЗ, имеет слоисто-блоковое строение различной сложности. Говоря о комплексах коры, понимаемых под «базальтовым» и «гранитным» ее слоями, нужно отметить, что в пределах плиты мощности первого такого «слоя» немного превышают мощности гранитного слоя, что характерно для древних платформ со значительно эродированной верхней частью консолидированной коры. Однако в некоторых районах, например на Балтийском щите, существует лишь базальтовый слой, а гранитный отсутствует. Случаи эти достаточно подробно описаны в литературе. Существуют разные трактовки с петрологических позиций выявляемых ГСЗ особенностей строения коры, а также причин различных соотношений между структурными формами поверхности кровли консолидированной коры и ее подошвы («М») (Беляевский, 1968; Борисов, 1967; Деменицкая, 1967, и др.). Несомненно, эти и им подобные вопросы требуют еще долгой кропотливой работы.

Сибирская докембрийская платформа. Остов Сибирской платформы древнее, чем Восточно-Европейской. Основные образования его, судя по Анабарскому и Алданскому щитам, относятся к нижнему и частично верхнему архею. К верхнему архею с реликтами нижнеархейских останцев относят складчатую систему Станового хребта, сочлененную в ее северной части в зоне глубинных разломов с образованиями Алданского щита (Геология Сибирской платформы, 1966, и др.). Наиболее

древней на Алданском щите считается иенгрская серия (абсолютный возраст 3000 млн. лет). Область развития иенгрской серии, как и для ряда пород древнего архея Чарской и соседних глыб, рассматривают как остатки древнейших архейских образований — останцев Сибирской протоплатформы, сформировавшейся в результате длительной переработки, в том числе гранитизации и метаморфизма, древнейших элементов земной коры основного состава (Муратов, 1966; «Геология докембрия», 1968; Булина и Спижарский, 1965, и др.).

Геофизические материалы (в основном гравитационные и магнитные аномалии) дают основание распространять область развития иенгрской свиты на север от Алданского щита вплоть до междуречья рек Мархи и Лены (Мархинская зона А. А. Николаевского (1968), Тюнгский массив у Гафарова (1965), Мархинский массив у М. П. Гришина и т. д.). На схеме А. А. Николаевского (1968) отмечаются и другие останцы (реликтовые массивы) древнейших элементов земной коры. Далее будем пользоваться материалами этого автора, занимающегося интерпретацией геофизических данных по восточной части Сибирской платформы с конца пятидесятих годов. В своих работах он применяет также методику комплексной интерпретации с разложением гравитационных полей и геологическим истолкованием каждого такого поля в отдельности, а также соответствующих разностных и остаточных полей. Полученные им результаты, по нашему мнению, для настоящего времени наиболее представительны. Поэтому мы принимаем их за основу, развивая лишь ту часть, которая касается истолкования строения западной части платформы.

Пользуясь корреляционными связями между гравитационными и магнитными аномалиями и набором характерных геологических ситуаций, а также дополнительными признаками аномальных полей, подобными описанным выше при изложении материала по Восточно-Европейской платформе, А. А. Николаевский намечает объединение полей Олекминской (значительно расширенной) и Оленекской зон, прерываемых лишь Мархинской зоной древнейших образований (иенгрских?) и относительно узкой Мунско-Анабарской (восточной) зоной характерных полосовых магнитных аномалий, распространяющихся от Анабарского массива к юго-востоку. На остальной территории восточной части Сибирской платформы до ее восточного Приверхоанского обрамления, включая Анабарский массив и восточную часть Алданского щита (к востоку от поля иенгрской серии), развиты образования, аналогичные далдынской, хопчагайской, тимптонской и джелтулинской сериям, возраст которых оценивается в 1700—1900 млн. лет.

По характеру гравитационного и магнитного полей западная и восточная части Анабарского массива, разделенные полосой аноклизитов, отчетливо различаются между собой. Западная зона имеет менее сложное внутреннее строение и более гранитизирована, чем восточная. В южной части последней в полосе магнитных аномалий, прослеживающихся к юго-востоку, выявлены интенсивные магнитные максимумы, приуроченные к участкам распространения железистых кварцитов и магнитных сланцев. К западной части массива также приурочены полосовые максимумы, но меньшей интенсивности, которые продолжают к юго-западу, в глубь

платформ. Учитывая наличие железистых кварцитов в восточной зоне, можно предположить, что наряду с обусловленностью некоторых полюсов максимумов гиперстен-пироксеновыми породами далдынской серии или щепочками анортозитовых плутонов описанная ситуация может отражать существование узких геосинклинальных трогов типа саксаганских, наложенных на более древние комплексы протоплатформы.

Западная часть Сибирской платформы в полях гравитационных и магнитных аномалий выглядит значительно сложнее, нежели восточная, что связано с осложняющим воздействием мощного покрова траппов (экструзивных и интрузивных). Выходы на поверхность докембрийских образований приурочены только к южной и юго-западной периферии этой части платформы. К ним относятся выходы древних пород Иркутско-Дербинской и Присаянской зон Восточного Саяна и древние блоки Енисейского кряжа, в том числе архейские образования Канского массива. Наиболее древними (2500—2900 млн. лет) являются терригенно-вулканогенные глубокометаморфизованные архейские образования шарыжалгайской и канской серий. Моложе и менее метаморфизованы некоторые серии нижнего и среднего протерозоя (например, свита Соснового бойца ~ 1880 млн. лет, енисейская серия ~ 2150 млн. лет и др. («Геохронология докембрия Сибирской платформы...», 1968).

Используя в качестве исходных данных («пачки»), как и на Алданском и Анабарском массивах, соотношения знаков гравитационных и магнитных аномалий и состава древних комплексов, а также другие признаки аномальных полей, удастся получить представление о составе и строении фундамента во внутренних районах западной части Сибирской платформы. Такие построения не раз предпринимались и давали достаточно обоснованную картину внутреннего строения фундамента. Поскольку исходные данные по южной периферии платформы отражают архейско-протерозойскую структуру этих сооружений, постольку и в построениях структуры фундамента во внутренних районах платформы можно предполагать тот же его возрастной диапазон. Не существует никаких данных считать фундамент западной части платформы древнейшим ядром кратона.

Сложнее обстоит дело с построением структуры фундамента северных районов западной части Сибирской платформы. Здесь нет соответствующих «пачек» — выходов на поверхность древних кристаллических пород фундамента; нет и вскрывших его глубоких скважин. Интерпретация гравитационных и магнитных данных свидетельствует, во-первых, о значительной дифференциации рельефа поверхности фундамента, которая не отражается в структуре верхних слоев осадочного чехла и в которой на месте Тунгусской синеклизы отсутствует глубокая впадина; наоборот, в пределах синеклизы существуют зоны поднятий как в фундаменте, так и в нижних горизонтах осадочного покрова. Во-вторых, расчеты магнитных аномалий дают основание говорить о существовании в вертикальном разрезе кристаллического комплекса фундамента по меньшей мере двух отчетливых маркирующих поверхностей, отстоящих друг от друга на 3—5—7 км. Верхняя поверхность отражает некую молодую докембрийскую структуру, а нижняя — структуру более древних архейских комплексов. Структурные планы этих поверхностей инверсионны (Фотиади,

Кузнецов, 1964; Фотиади, Будников, 1968). В-третьих, устанавливаются протяженные полосы-троги, секущие кристаллические комплексы фундамента в основном в субмеридиональном направлении и выполненные довольно мощными толщами, видимо, слабометаморфизованных отложений.

Создается впечатление, что древний фундамент сильно раздроблен на блоки разной конфигурации и величины и что эти блоки спаяны более молодыми докембрийскими (протерозойскими, вплоть до верхнепротерозойских) комплексами, выполняющими разветвленные полосовые трог (возможно, в ряде случаев авлакогены). Не вдаваясь в подробную характеристику, для которой в настоящее время нет достаточно обоснованных данных, мы пока придерживаемся высказанной ранее концепции: от Енисейско-Туруханско-Игарского прогиба — трога, как и от подобного ему Таймырского геосинклинального трога, в протерозое отходили апофизы различной протяженности, внедрявшиеся в западную часть Сибирской платформы и образовавшие там внутриплатформенные прогибы (авлакогены?) различного протяжения, как сквозные, так и слепо оканчивающиеся в теле платформы (Фотиади, 1967).

Приведенные данные несомненно свидетельствуют о значительно большей раздробленности фундамента западной части Сибирской платформы и о его большем возрастном диапазоне по сравнению с ее восточными районами, что, по-видимому, связано с большей их близостью к зоне подвижного Урало-Сибирского пояса. Судя по геофизическим данным, древний Сибирский кратон распространялся далеко на запад, в основном на северо-запад и, видимо, на север. Затем эти части кратона были сильно раздроблены и переработаны в процессе формирования на западе подвижного пояса, видимо, главным образом в течение протерозойских (вплоть до байкальского) этапов включительно. Однако останцы кратона разных размеров и разной степени переработки сохранились глубоко погруженными на территории современной Западно-Сибирской низменности (Фотиади, 1967). Соответствующие представления о продолжении древнего Сибирского кратона в северном направлении в пределы Таймыра и моря Лаптевых в различных вариантах обсуждаются в литературе (Погребецкий, 1966; и др.).

Наконец, по данным магниторазведки, двух-(и более)этажное строение кристаллического фундамента установлено в Тунгусской синеклизе, отмечается и в некоторых других районах платформы, например Оленекском и Олекминском блоках. Естественно, эти данные должны привлечь особое внимание как намечающие определенные пути к расшифровке глубинной архейской структуры Сибирской платформы. Следует напомнить и о специфических типах гравитационных и магнитных аномалий, развитых во всех районах Сибирской платформы и выявляющих как каркас глубинных разломов, так и другие особенности строения фундамента, подобные тем, о которых подробнее говорилось в разделе о Восточно-Европейской платформе.

Подводя итог материалам, касающимся районирования складчатого фундамента Сибирской платформы, обратимся к некоторым данным из статьи М. В. Муратова (1966), дополнив их выводами, следующими из анализа геофизических данных. Но нужно учитывать, что сведения

М. В. Муратова об абсолютном возрасте ряда комплексов требуют корректировки в свете новых определений («Геохронология докембрия Сибирской платформы...», 1968; «Геология докембрия...», 1968).

Итак, в указанной статье М. В. Муратова выделены следующие стадии.

1. Стадия образования древнейших элементов земной коры основного состава и последующей переработки с превращением в гранито-гнейсовую протоплатформу, к остаткам которой относится Тимптонский массив и отдельные глыбы Чарско-Оленекского массива на Алданском щите. Подобные древнейшие останцы протоплатформы отмечаются и во внутренних частях Сибирской платформы.

2. Стадия формирования древнейшего осадочного чехла протоплатформы (удоканско-каларская серия). Наличие подобных образований можно предполагать и в других частях платформы, учитывая, например, указания данных магниторазведки на разноэтажность комплексов фундамента.

3. Стадия формирования Алдано-Анабарской складчатой системы, наложенной на отдельные участки протоплатформы. По-видимому, к этой же стадии относится и образование большинства комплексов фундамента западной части платформы, параллелизуемых с образованиями канского и шарыжалгайского комплексов Енисейского кряжа и Восточного Саяна. Геосинклинальные трюги, их спаявшие, видимо, имеют более молодой возраст. С некоторыми оговорками к этой стадии можно отнести и протяженные трюги, намеченные в юго-восточном и юго-западном направлениях от Анабарского массива, по природе своей, возможно, аналогичные саксаганидам или беломоридам Восточно-Европейской платформы.

4. Стадия формирования складчатой системы Станового хребта и участков платформы, дополним мы, с образованиями типа олекминских и оленекских. Отнесение к последним так называемого Северного блока существенных возражений, конечно, вызвать не может.

5. Стадия формирования Байкальской складчатой системы. Помимо развития подобных образований по юго-западной и западной периферии платформы, высказываются соображения о существовании геосинклинальных трюгов (возможно, более раннего протерозойского заложения) в западной части Сибирской платформы и Предтаймырье. В некоторых случаях не исключен переход таких трюгов в авлакогены.

6. Стадия платформенного развития и начало формирования осадочного чехла Сибирской платформы, а также образование ряда авлакогенов.

Строение осадочно-вулканогенного покрова Сибирской платформы по тем же причинам, что и для Восточно-Европейской платформы, здесь не рассматривается, за исключением некоторых сведений, характеризующих литолого-фациальное расчленение этого покрова на комплексы соответственно физическим свойствам залегающих пород. Начиная от отложенных протерозоя, залегающих с резким угловым несогласием на размытой поверхности кристаллического фундамента, затем нижнего, среднего и верхнего палеозоя, мезозоя, а местами и кайнозоя включительно, в разрезе покрова выделяются довольно однородные фациально-литологические комплексы: 1) терригенный, 2) терригенно-карбонатный, 3) карбонатный.

4) галогенный, 5) туфогенный и 6) эффузивный. Перечисленные комплексы определяют соответствующее распределение физических параметров в разрезе осадочно-вулканогенного чехла Сибирской платформы («Геологические результаты...», 1967).

Глубинное строение земной коры Сибирской платформы изучено значительно хуже, чем Восточно-Европейской. Только в последние годы появились материалы сейсмических исследований в некоторых южных районах платформы и сопредельных с ними районах. На схемах мощности земной коры, составленных по гравиметрическим данным, средняя ее величина колеблется от 35 до 40 км, несколько возрастающая в южном направлении и уменьшающаяся в северном. Намечается дифференциация по площади мощности «гранитного» слоя (на Анабарском массиве — до 11 км, Алданском щите — до 15—18 км). В центральной же части Тунгусской синеклизы, Западном Верхоянье, Прибайкалье и некоторых других районах локализуются зоны повышенной мощности этого слоя — 18—20 км. Соотношение мощностей гранитного и базальтового слоев — видимо, в пользу последнего. В целом не выявляется очень резких несоответствий в положении слоев и подошвы земной коры (поверхность «М») платформы (Фотиади, Каратаев, 1963). Такое заключение подтверждают данные недавно проведенного сейсмического профиля, пересекающего с севера на юг Алданский щит и Становой хребет, а также профилей, проведенных со станцией «Земля» и методом ГСЗ, в частности пересекающего оз. Байкал. Под последним выявлен «скачок» по разлому в поверхности «М» на 2—3 км и снижение скоростей продольных волн до 7,8 км/с (Крылов, 1970).

Помимо сейсмических данных о глубинном строении земной коры, имеются данные глубинных магнито-вариационных зондирований (МВЗ), осветившие поведение глубинного проводящего слоя (Фотиади, Ваньян, Харин, 1965). В целом же изучение глубинного строения земной коры на Сибирской платформе находится лишь в начальной стадии.

Молодые (эпигерцинские) платформы (плиты). К структурным элементам такого типа на территории СССР относятся Скифская, Туранская, и Западно-Сибирская плиты (Молодые платформы, 1965; Яншин, 1965).

С раннего протерозоя территория последней плиты входила в состав крупнейшего Урало-Монгольского подвижного пояса, развитие которого в последующие этапы шло с явной тенденцией к затуханию в нем геосинклинальных условий. Весь палеозой знаменуется постепенной перестройкой структуры пояса на постгеосинклинальные формы. Особо долго сохранялась как реликтовая Арало-Уральская область подвижного пояса, затем просто Уральская геосинклиналь, имевшая все время на юге непосредственную связь с Туранской и Тяньшаньской геосинклиналями. В последних эти условия устойчиво сохранялись с нижнего палеозоя, возможно рифея, хотя их центр последовательно смещался к югу. Образовавшийся в пределах сочленения этих геосинклиналей сложный, ныне погребенный структурный узел до сих пор является для ученых сложной проблемой (К проблеме связи Урала с Тяньшанем, 1969).

В Туранской и Тяньшаньской геосинклиналях преобладали эвгеосинклинальные условия, причем в центральной части первой области существовали крупные срединные массивы — Карабогазский, Каранумский и др.

В Скифской части геосинклинали на значительных пространствах преобладали миогеосинклинали условия. На востоке Скифская миогеосинклиналь сдвигалась с миогеосинклиналию Урала, а на западе от нее ответвлялся трог, в пределах которого позднее образовалась Донбасская складчатая система, а на продолжении трога — Днепровско-Донецкий авлакоген.

Эпигеосинклинали и переходные условия на территории Скифско-Туранской, как и Западно-Сибирской, плиты были характерны для перми и триаса, а с юры они вступили в платформенный этап своего развития. При этом Западно-Сибирская плита была «неогражденной», тогда как Скифско-Туранская была «ограждена» на юге альпийской складчатой областью Кавказа — Копетдага (Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968—1969). Специфика их развития нашла отражение в тектонике, глубинном строении земной коры этих плит и соответственно в геофизической характеристике.

Здесь остановимся на строении лишь Туранской и Западно-Сибирской плит, которые иногда включаются в состав единой Урало-Сибирской платформы (Петрушевский, 1959). Что касается строения Скифской плиты, то его описание мы опускаем, адресуя интересующихся к недавно опубликованной коллективной работе под редакцией С. И. Субботина (Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР, 1969). Основные черты строения Западно-Сибирской и Туранской плит, учитывая их сходство, удобнее рассматривать совместно, подчеркивая специфические особенности строения каждой из них (Геология СССР, 1963; Геология и нефтегазоносность..., 1963; Годин, 1960; Вольвовский и др., 1966; Наливкин и др., 1965; и др.).

Западно-Сибирской и Туранской плитам присуще характерное для эпигерцинских платформ трехэтажное строение (снизу вверх): а) складчатый гетерогенный фундамент, б) переходный (предчехольный) комплекс, в) мезозойско-кайнозойский платформенный чехол.

В состав фундамента обеих плит входят складчато-дислоцированные, метаморфические и интрузивные образования как герцинского и каледонского, так и более древнего докембрийского возраста. Последние слагают значительные по площади глыбы — срединные массивы, которые в одних случаях вполне отчетливо выявляются по сумме геологических и геофизических данных (Кара-Богаз-Гол, Центральные Каракумы, Уват-Ханты-Мансийский массив (Тоболия), в других намечаются лишь по геофизическим данным (Устюрт, Карская, Недояхская глыбы и др.). Представляется, что именно такие глыбы, являющиеся останцами древних платформенных сооружений, образуют каркас фундамента молодых платформ, а пояса палеозойской складчатости, приводившей к значительной переработке массивов, лишь заполняли пространства между ними, приспособляясь к более древним геосинклиналим трогам.

Фундамент Западно-Сибирской плиты в крупном плане можно разделить на четыре основные области: 1) восточное погребенное продолжение Уральских герцинид; 2) меридионально вытянутую полосу Уват-Ханты-Мансийского древнего блока (часть Тоболии), по-видимому, сливающейся на юге с рифеидами Кокчетавского и Улутауского массивов

Казахстана; 3) Центральную зону герцинид, характеризующихся различными типами переработки более древних комплексов фундамента, с Томь-Кольванской герцинской зоной герцинид в восточной части и 4) восточные районы плиты с нижнепалеозойским на юге и докембрийским, в том числе байкальским, фундаментом на севере.

Не вдаваясь в обсуждение районирования фундамента на отдельные глыбы и складчатые системы, вариантов которого существует достаточно много, укажем лишь, что наиболее обоснованными мы считаем построения, опубликованные в работах (Геологические результаты..., 1967; Сурков, 1964, 1968; Куликов, 1968, и др.).

Большинство этих авторов, во-первых, провели комплексный анализ геолого-геофизического материала и выдержали принцип разделения аномалий на составляющие (элементарные) и разностные (остаточные) поля с самостоятельным геологическим истолкованием каждого из них. Во-вторых, ими был использован, помимо ранее описанных корреляционных соотношений, признак структурно-формационной зональности (Сурков, 1964). Этот признак, эффективно действующий в условиях молодых структур герцинид, дал определенную возможность трактовки генезиса структур фундамента и выделения среди них структур инверсионных и унаследованных. Выясненные с помощью описанной методики соотношения оказались эффективным критерием при поисках структур в осадочном чехле, которые обычно наследуют структурные формы фундамента.

Гравитационные и магнитные аномалии отчетливо выявляют каркас глубинных разломов (глубина их заложения часто выясняется по сейсмо-разведочным данным), контролирующих сочленения разновозрастных зон в фундаменте. Особого внимания спецификой проявления и воздействия на структуру прилегающих значительных площадей заслуживает меридиональная Колтогорско-Уренгойская зона грабенов с ее апофизами, пересекающая плиту в центре с севера на юг и имеющая продолжение в акватории Ледовитого океана и в складчатых сооружениях Казахстана.

Для фундамента Туранской плиты по времени его консолидации принято следующее районирование: 1) в северной части располагается наиболее древний (докембрийский) Устюртский сегмент (в него включают и древний фундамент Мангышлакского авлакогена?); 2) на востоке в кызылкумской части преобладают каледониды (казахиды), а западнее и юго-восточнее уралиды и тяньшаниды; 3) западную и центральную части Туранской плиты занимают Карабогаз-Каракумский сегмент раннегерцинского возраста; 4) на крайнем юге развиты альпийские сооружения Копетдага.

Приведенное в крупном плане районирование фундамента Туранской плиты находит отражение в характере аномальных полей. Методы геологического истолкования последних исходят из тех же принципов дробного разложения наблюдаемого поля и интерпретации элементарных, разностных и остаточных полей (Вольвовский и др., 1966). С помощью ЭВМ были реализованы сложные статистические методики анализа, что вскрыло новые возможности такой интерпретации, особенно набора представительных трансформаций полей как для фундамента, так и осадочного чехла (Шрайбман, 1970).

В расчленении фундамента на блоки и складчатые системы особую роль на Туранской и Скифской плитах играют глубинные разломы различных типов, образующие весьма отчетливо выраженный структурный каркас этих плит. Наиболее выразительны крупные разломы с.-з.-з. и субширотного простираний, время заложения которых относится к герцинскому этапу и несколько более позднему времени. Именно с такими простираниями связывают и Днепровско-Амударьинский линеамент — пояс разломов, прослеженный на большей части Скифско-Туранской плиты (Борисов, 1967). Выразительна и система более древних — нижнепалеозойских (Урало-Аральских) разломов субмеридионального простирания. Просвечивают также дислокации с.-в., ю.-з. простираний, считающиеся наиболее древними, возможно докембрийскими (Гаврилов, 1970). Выделяется ряд типов глубинных разломов: краевые швы, разломы, разграничивающие крупные блоки земной коры, разделяющие блоки фундамента, секущие эти блоки. Разломы классифицируются и по признакам развития: непрерывного развития, возрожденные молодые, проникающие и не проникающие в осадочный чехол. Для выделения разломов разных типов разработаны критерии, основанные на использовании комплексной геофизической информации (гравитационных и магнитных полей и сейсморазведочных данных).

Переходный структурный комплекс отложений. На природу этого комплекса отложений, развитого местами как на древних, так и на молодых платформах, залегающего между складчато-дислоцированными платформенным и осадочным чехлом, существуют различные точки зрения. Наиболее широко обсуждался этот вопрос для Туранской плиты, где такой комплекс на большей части территории представлен песчано-глинистыми отложениями верхней перми и триаса. Отложения этого комплекса накапливались в орогенную и посторогенную стадии, которые предшествовали началу платформенных трансгрессий. Важной особенностью тектонического режима этого этапа являлось формирование грабенообразных прогибов и собственно грабенов, заложение которых было приурочено к зонам крупнейших разрывных нарушений в складчатом фундаменте (Мирчинк и др., 1966).

Близкие взгляды на генезис отложений переходного структурного комплекса высказаны и для районов Западно-Сибирской плиты (Геология СССР, т. XLIV). Поскольку складчатый фундамент в различных частях Западно-Сибирской и Туранской плит гетерогенен, естественно, и возрастной диапазон и формационный состав промежуточного комплекса также неодинаков в различных частях этих плит.

На Западно-Сибирской плите стратиграфический объем отложений промежуточного комплекса в понимании, изложенном выше, весьма значителен — от пород нижнего палеозоя в восточной части плиты, где предполагается, что часть этого комплекса отвечает осадочному чехлу погруженной части Сибирской платформы, до пермотриасовых отложений в грабенах Приуралья и впадинах центральных частей плиты. В прогибах, обрамляющих с севера и запада североказахстанские каледониды, в промежуточный комплекс, подобно впадинам Тургайского прогиба, входят средне- и верхнепалеозойские отложения.

Представление о площадном распространении и мощностях отложений промежуточного комплекса на Западно-Сибирской плите получено недавно — по геофизическим данным были составлены карты гипсометрии складчатого и так называемого домезозойского фундаментов. Разность в гипсометрических отметках этих поверхностей характеризует мощность промежуточного комплекса. По этим данным построены схематические карты распространения комплекса и его мощностей на территории всей плиты (Фотиади, 1967; Сурков, 1969). В региональном плане намечались зоны, где промежуточный комплекс отсутствует, а также зоны, дифференцированные по его мощности. В центральной части плиты в перми и триасе существовало огромное сводовое поднятие, отражавшее, по-видимому, специфику постороженного развития этой части территории. Подняtie было разбито в осевой части протяженными субмеридиональными Колтогорско-Уренгойскими линейными дислокациями, видимо, рифтовой природы.

К западу и востоку от свода располагались крупные впадины, где накапливались отложения промежуточного комплекса. Особенно больших мощностей они достигали на востоке, где по стратиграфическому объему и условиям образования они отличаются от пермтриасовых отложений того же комплекса на западе. Значительные мощности промежуточного яруса отмечаются и в северных частях плиты, что подтверждается сейсмическими исследованиями.

На территории Туранской плиты стратиграфический объем отложений переходного комплекса максимален в устюртской части, имеющей наиболее древний фундамент. На каледонидах по периферии Казахтанского щита переходный комплекс начал формироваться в среднем палеозое, а в каракумско-карабогазской части плиты — с начала карбона. Для большей же части плиты этот комплекс образуют отложения перми и триаса. Наряду с этим выделяется весьма крупная зона (Арало—Тяньшаньский «палеозит», занимавший весь восток и северо-восток плиты), где эти отложения не отлагались вообще. Подобная, но менее крупная область, лишенная промежуточного комплекса, существовала в центральной части плиты (Карабогаз-Каракумская). К зонам регионального накопления мощных отложений промежуточного комплекса в первую очередь относится Мангышлакская, где мощности таких отложений превышают 12—15 км. Вообще для времени образования переходного комплекса на Туранской плите характерно формирование линейно вытянутых мобильных зон, ограниченных глубинными разломами. В наиболее крупных грабенообразных прогибах накапливались огромные мощности отложений промежуточного комплекса, причем осадконакопление нередко сопровождалось проявлением вулканизма. Последовавшая затем инверсия в некоторых из таких прогибов (Мангышлак, Туаркыр) привела к образованию складчатых сооружений (Мирчинк и др., 1966, и др.).

Мезокайнозойский осадочный платформенный чехол, сложенный преимущественно терригенными отложениями, по времени образования на Западно-Сибирской и Туранской плитах близок, но отличается по полноте разреза. Состав пород чехла весьма благоприятен для изучения его сейсморазведочными методами, которые здесь широко применяются.

Западно-Сибирская плита в разрезе представляет огромную асимметричную чашу, выполненную отложениями мезокайнозойского чехла, его структурные формы отражают внутреннюю структуру и рельеф поверхности складчатого фундамента. На тектонических схемах платформенного чехла плиты выделяют ее внешний пояс, связанный со складчатым обрамлением, и внутреннюю область устойчивого погружения, занимающую центральные и северные части плиты (Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности, 1963; Геология СССР, т. XLIV, 1964).

Во внешнем поясе развиты крупные (региональные) моноклинали, осложненные структурами типа выступов, мысов, валов и др. Во внутренней области выделяются крупнейшие зоны поднятий и впадин, осложненных подобными же формами более высоких порядков.

Для молодых плит характерно преобладание унаследованности структур осадочного чехла от структур фундамента (Яншин, 1965). Однако эта унаследованность неодинакова для различных уровней чехла. По данным бурения и геофизических исследований, на Западно-Сибирской плите наиболее отчетливо такая унаследованность выражена до палеогена в областях развития в фундаменте герцинских складчатых сооружений. На участках с каледонским фундаментом унаследованность структур чехла сохраняется лишь до верхнего мела. В районах с более древним фундаментом такая унаследованность зависит от степени активизации блоков фундамента (Сурков, 1970). С верхнего палеогена структурный план плиты претерпевает существенную неотектоническую перестройку. Новообразованные структуры характеризуются субширотными простираниями и мало связаны со структурным планом складчатого фундамента. Субширотные дислокации этого этапа в магнитном поле проявляются слабо.

Платформенный чехол Туранской плиты формировался с нижнеюрского времени за счет расширения областей общего погружения и осадконакопления. Крупные структурные элементы платформенного чехла этой плиты развивались в течение всего времени его формирования и в основном унаследованно, причем сохранился общий структурный план, созданный в переходный период. Максимальная структурная дифференциация приурочена к ниже-среднеюрскому этапу. В последующее время в мезозое происходило последовательное ее затухание. Вновь значительно усилилась структурная деформация в конце палеоцена — начале неогена. Омоложение структурного плана осадочного чехла на этом этапе совпадает с общей инверсией в смежной альпийской геосинклинальной области и с началом тектонической активизации на Тянь-Шане.

Туранская плита отличается от Западно-Сибирской большей активностью и дифференцированностью тектонических движений и большей ролью мезокайнозойских разрывных нарушений. Последнее относится к упоминавшимся выше разломам непрерывного развития, к разломам, проникающим в осадочный чехол, и молодым разломам. При изучении разрывных дислокаций осадочного чехла высокоэффективными оказались методы прикладной геофизики, в частности сейсморазведка, позволяющая выяснить не только структурную принадлежность и тип разломов, но и амплитуду, вертикальное смещение отдельных блоков, наклоны плоскостей сбрасывателя. В последнее время установлены критерии распознава-

ния типов разломов по гравитационным и магнитным данным (Амурский и др., 1968, и др.).

Исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии Туранской и Западно-Сибирской плит, особенно первой, продвинулись достаточно далеко. Основную роль при этом сыграл метод ГСЗ. Эффективным было и комплексное истолкование большого количества гравиметрических и магнитных данных для районов Туранской плиты.

В пределах обеих плит отмечаются значительные изменения глубин залегания раздела «М» и сильная расчлененность коры внутрикоровыми границами. На Туранской плите больше внутрикоровых поверхностей. За небольшим исключением они залегают согласно, начиная с кровли консолидированной коры (складчатого фундамента) до раздела «М» включительно. На Западно-Сибирской плите внутрикоровые поверхности залегают в большинстве случаев несогласно.

Мощность земной коры на территории плит 35—40 км. В складчатом обрамлении она увеличивается до 45 км на Урале, 50 км в Казахстане и еще более в активизированной зоне Тянь-Шаня, особенно в альпийских складчатых сооружениях Копетдага и Памира.

На обеих плитах выделяются зоны небольшой мощности земной коры: на Туранской плите это Карабогаз-Каракумская зона (35—40 км) и восточное Приаралье (35 км и меньше), на Западно-Сибирской плите — западная часть центральных районов (38 км). Последним подчеркивается характерное для этой плиты обратное соотношение мощностей земной коры и осадочного платформенного чехла: первая уменьшается от периферии к центру плиты, вторая, наоборот, увеличивается. Для Туранской плиты характерны противоположные соотношения.

Существуют и другие различия. На Западно-Сибирской плите мощность земной коры возрастает не за счет увеличения мощности верхних слоев коры, в том числе осадочного покрова, а за счет нижних слоев коры. На Туранской плите общий рост мощности земной коры сопровождается возрастанием мощностей всех слоев. Исключение составляет полосовая зона Мангышлак—Султан—Уиздаг, в которой отмечаются инверсионные соотношения поверхности «М» и нижних слоев коры с кровлей фундамента. Нужно подчеркнуть, что на Туранской плите мощность консолидированной части коры колеблется меньше, нежели мощность осадочного слоя. Другими словами, увеличение мощности земной коры здесь прежде всего влечет за собой возрастание мощности осадочного слоя.

Следующей важной особенностью обеих плит является мозаично-блоковое строение земной коры. По профилям ГСЗ, секущим Западно-Сибирскую и Туранскую плиты, отчетливо видно, что через различные интервалы кора пронизана в большинстве случаев на всю ее мощность глубинными разломами. Так, на профиле Аральское море — Копетдаг намечаются следующие крупные блоки, разделенные разломами: 1) блок Северо-Устюртской зоны, 2) блок Мангышлак-Султан-Уиздагской зоны; 3) блок Каракумской зоны, 4) блок Предкопетдагского прогиба.

В пределах Западно-Сибирской плиты на профиле Ханты-Мансийск — Колпашево — Енисейск выделяется Ханты-Мансийско-Александровский блок, разбитый, в свою очередь, двумя внутренними глубинными разлома-

ми. Далее к востоку следуют Александровско-Усть-Тымский, Усть-Тымско-Белоярский блоки и, наконец, блок Енисейского кряжа. Подобная картина наблюдается и на других пересечениях. По площади блоки достигают десятков тысяч квадратных километров (Крылов и др., 1966; и др.).

Наконец, существенные данные для Туранской плиты получены при интерпретации «остаточных» аномалий силы тяжести, освобожденных от воздействия структуры земной коры на всю ее мощность, с учетом влияния осадочного покрова. Такие аномалии, которые должны отражать неоднородность состава верхней мантии, хорошо коррелируют со скоростями сейсмических волн вдоль поверхности «М», отражающими подобную неоднородность. Соответствующие сопоставления показали, что зоны пониженной плотности в верхней мантии в общем соответствуют положительным структурным элементам в поверхности складчатого фундамента (областям молодых движений и платформенного орогенеза Тянь-Шаня) и, наоборот, зоны уплотнения в верхней мантии соответствуют отрицательным структурным элементам в поверхности фундамента (Шрайбман, 1970). Несомненно, подобные соотношения между мощностями земной коры и неоднородностями состава верхней мантии должны стать предметом более глубокого изучения, тем более, что приводившиеся выше данные об уплотнении верхней мантии Сарматского массива и Прикаспийской впадины Восточно-Европейской платформы говорят о соотношениях, не вполне согласующихся с подобными соотношениями, усталавливаемыми на Туранской плите.

Связь геологических структур с глубинным строением земной коры и верхней мантии требует дальнейших исследований. Все большие и большие возможности в этом отношении представляет комплекс геолого-геофизических данных. Ниже будут показаны некоторые еще более конкретные результаты выяснения подобных связей на примере районов южного горного обрамления Сибири.

Горно-складчатое обрамление Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. В состав этого обрамления входят на западе сооружения Урала, на юге — Центрального Казахстана; Алтае-Саянской, Прибайкальской областей и Монголо-Охотского пояса. На востоке подобное обрамление Сибирской платформы образует горные сооружения Верхоянья, а на севере — Таймыра («Геологическое строение СССР», 1968). Поскольку геофизическая характеристика и соответствующие выводы были недавно довольно детально описаны («Геологические результаты...», 1967), остановимся на существенно новых результатах геологического истолкования данных геофизических исследований, полученных за последние годы. Для районов горноскладчатого обрамления юга Сибири существенный интерес представляют результаты многолетних кропотливых исследований взаимосвязи глубинного строения и развития земной коры с тектонической структурой и историей развития ее приповерхностных зон, выполненных с максимальным использованием геолого-геофизических данных (Моисеев, 1969).

Из геофизических данных были привлечены главным образом гравиметрические и в качестве вспомогательных — магнитные (преимущественно

но аэромагнитные данные). Сейсморазведочные данные для этих районов, за исключением Казахстана, тогда еще отсутствовали.

Исследования выполнены по следующему плану: 1) анализ гравиметрических карт и профилей с выделением зональности аномальных полей по особенностям их морфологии; 2) сопоставление карт гравиметрических, геологических, тектонических, а также карт изоплотностей и соответствующих профилей; 3) в результате этих операций и приближенных количественных расчетов — выделение маркирующих плотностных границ; 4) на основании этого по профилям — разделение кривых аномалий силы тяжести на составляющие; 5) по специально разработанной методике (одной из модификаций методов подбора) для соответствующих составляющих кривых силы тяжести по профилям — расчеты поверхностностей основных разделов в земной коре; 6) построение карт рельефа поверхностей и мощности слоев земной коры с использованием около 100 расчетных профилей, в том числе пересекающихся.

Подобный анализ геологических обстановок на изученной обширной территории южного горного обрамления Сибири и соответствующее их сопоставление с гравитационными данными дают основание предполагать следующее расслоение земной коры (сверху вниз по разрезу): 1) вулканогенно-осадочный слой (в пределах горных сооружений существует не везде); гранитный слой в условно принятом его понимании, разделенный на 2) собственно гранитный слой и 3) нижнюю часть условно гранитного слоя, названную автором диоритовым слоем; 4) базальтовый слой, распространяющийся до подошвы земной коры (поверхности «М»).

Проработанный по приведенной выше схеме геофизический материал, сопоставленный с геологическими и тектоническими данными, послужил обоснованием для выводов о соотношениях глубинного строения земной коры и тектонического строения ее приповерхностных зон. Выводы эти касаются: 1) отношения мощности слоев земной коры к различным типам геосинклинальных структур* и 2) состава слоев земной коры и мантии; 3) происхождения слоев земной коры в зависимости от типов геосинклинального развития и режима тектонических движений. Рассмотрены и другие вопросы.

Особо существенны следующие выводы:

Гранитный слой не обнаруживает корреляции с эв- и брахигеосинклинальными структурами, но явно зависит от структур мезогеосинклинальных. Мощность его тем больше, чем моложе мезогеосинклинальные структуры, в частности в герцинидах она больше, чем в догерцидских структурах.

Диоритовый слой находится в закономерных соотношениях с эв-, мезо- и брахигеосинклинальными структурами. Мощность его тем больше, чем позднее время окончания формирования эвгеосинклинальных структур и чем позже наступил брахигеосинклинальный режим. Она увеличена в молодых мезогеосинклинальных структурах и уменьшена в древних.

* Обоснование выделения разных типов (эв, мезо, мио, брахи) геосинклинальных структур см. «Геологические результаты...» (1967).

Базальтовый слой обнаруживает различную степень зависимости от всех рассмотренных типов структур. Мощность его тем меньше, чем позже сформировались эвгеосинклинальные структуры и чем длительнее развитие геосинклинали, из которой они возникли. Менее отчетливо утолщение слоев в древних и утонение — в молодых мезогеосинклинальных и брахигеосинклинальных структурах.

Важен вывод о том, что большая часть базальтового слоя — продукт геосинклинального развития. Неотектоническая (неоген-четвертичная) активизация древних складчатых областей сопровождается новым усиленным ростом базальтового слоя — новообразованием части этого слоя, которая, естественно, не обнаруживает связи с донеогеновыми структурами. Последнее уже отмечалось и раньше (Фотиади, Каратаев, Моисеенко, 1965).

Земная кора в целом индифферентна по отношению к эв- и мезогеосинклинальным структурам, но обнаруживает некоторое соответствие с временем наступления геосинклинального режима, испытывая утолщение там, где он установился раньше. Это соответствие часто нарушается соотношениями противоположного характера.

Здесь невозможно подробно остановиться на других весьма серьезно и интересно проработанных вопросах. Интересующимся нужно обратиться к первоисточнику (Моисеенко, 1969), а также к статьям различных авторов, обсуждающих вопросы строения земной коры в разных районах горного обрамления юга Сибири («Земная кора юга Сибири», 1970; «Геологические результаты...», 1967).

Безусловно, мы очень высоко расцениваем описанное разностороннее исследование соотношений геологической структуры и истории развития горноскладчатого обрамления Сибири с глубинным строением земной коры этой территории и считаем его одним из наиболее прогрессивных исследований последнего времени. Желательно, конечно, иметь для этой территории более представительный комплекс геофизических данных, в частности сейсмических. Дальнейшее развитие методов комплексной геолого-геофизической интерпретации в описанном направлении, несомненно, даст новые возможности, например, для уяснения генезиса магматических формаций, металлогении и др.

Описание горноскладчатого обрамления Сибирских платформ завершим небольшим экскурсом в районы Северо-Востока, для которых имеются существенно новые данные, касающиеся прежде всего расчлененности древнего основания Верхояно-Чукотской складчатой области.

Известны представления о значительной раздробленности предполагаемой древней Гиперборейской платформы, останцы которой существовали и в материковой части Северо-Востока СССР (Фотиади, 1960, и др.). В таком же плане может пониматься раздробленность древнего Сибирского кратона (Жосыгин и др., 1964). Останцы таких древних платформенных сооружений послужили «жесткой» рамой при зарождении подвижных поясов, как это хорошо было показано Л. С. Салоном (1960).

Подобная реконструкция недавно конкретизирована по геофизическим данным А. А. Николаевским (1969). По морфологии гравитационных и магнитных аномалий им выделены четыре типа аномальных зон: мо-

заичные, массивные, липейные и полосовые, природа которых достаточно отчетливо выяснена на участках выходов докембрийских сооружений на востоке Сибирской платформы. Поскольку подобное расчленение по установленным типам аномалий имеет место и в Верхояно-Чукотской области, выявленные соотношения с определенным обоснованием можно распространить и на эту территорию. Соответственно этим типам аномалий, используя различные приемы трансформаций аномалий, можно установить подобные типы блоков земной коры. Выяснено, что эти блоки различаются по возрасту фундамента, степени мобильности, типу складчатых дислокаций и вещественному составу (геологическим формациям, магматизму, метаморфизму) докембрийских образований. Границы между подобными структурно разнородными областями древнего (докембрийского) заложения выражены прямолинейными долгоживущими глубинными разломами межглыбового и торцового типа.

На карте подобного блокового расчленения территории Северо-Востока довольно отчетливо видны участки древнейшей (архейской?) консолидации (блоки разных типов), спаянные зонами линейной складчатости (протерозой?). Дифференциация блоковых подвижек проявилась в различных тектонической структуры региона. Так, платформенные структуры и срединные массивы развивались на мозаичных блоках, складчатые системы — на массивных либо линейных и полосовых блоках. Степень подвижности и основная направленность тектонического развития, как и характер магматизма и металлогении в неогене, определялись строением и вещественным составом древнего фундамента. Строение и состав земной коры и верхней мантии на территории Северо-Востока СССР оказались очень сложными, что в значительной мере связано с приуроченностью региона к сочленению асимметричных склонов Арктического и Тихоокеанского поднятий мантии.

Наконец, следует отметить, что на основании данных морских геофизических исследований получены представления о тектоническом и глубинном строении земной коры в акваториях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (Атласов и др., 1970; Гапоненко и др., 1968; Шимарев, 1969).

Мы не смогли уделить внимания исследованиям в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану, где именно благодаря комплексу геофизических исследований получены исключительно важные сведения о глубинном строении подобных регионов. Результаты таких исследований очень широко освещались и обсуждались в литературе («Геологическое строение...», 1966; «Глубинное сейсмическое зондирование...», 1962; «Строение земной коры...», 1964; «Строение и развитие земной коры...», 1969, и др.).

К сожалению, мы не смогли осветить целый ряд аспектов, характеризующих внутреннее строение земной коры и мантии. Мы сознательно не касались вопросов сейсмичности, поскольку имеется весьма обширная литература по этим вопросам, в том числе о непосредственной связи сейсмичности с новейшей и современной тектонической активностью, внутренним строением земной коры и мантии («Землетрясение в СССР», 1961; «Атлас землетрясений в СССР», 1962; Магницкий, 1965; и др.). То же можно ска-

зать о глубинном тепловом режиме (Любимова, 1968; «Тепловой режим недр СССР», 1970; и др.), о работах по изостазии, получивших в последние годы направление практически интересное с геологической точки зрения (Артемьев, 1964; Артемьев, Артюшков, 1967; Зорин, 1969; Ладынин, 1969). Интересные материалы дало комплексное изучение вариаций гравитационных и магнитных аномальных полей совместно с изменениями во времени других геофизических, геодезических, геологических явлений. Эти данные позволяют изучать внутриземные процессы не только в статическом, но и в динамическом аспекте («Байкальский геодинамический полигон», 1970).

Несколько слов хотелось бы сказать о дальнейшем развитии методов геологического истолкования геофизических данных. Конечно, ЭВМ позволяют увеличить арсенал средств интерпретации. Но приходится сталкиваться и с бездумным, механическим применением подобных методических и вычислительных средств, например необоснованным перечислением наблюдаемых аномальных полей в верхнее (или нижнее) полупространство, причем на ряд уровней. Увлечшись, часто забывают о геологической природе интерпретируемого объекта.

Во всех случаях геологического истолкования геофизических данных должен использоваться только тот набор методических приемов интерпретации, который оптимален для данной конкретной ситуации. Методы многопризнакового анализа региональных геофизических данных (например, Фотиади, Каратаев, 1968) явно прогрессивны, если получаемые результаты все время корректируются с геологических позиций. В то же время не следует забывать, что всякие современные региональные тектонические обобщения должны иметь прочную геофизическую базу.

ЛИТЕРАТУРА

- Амурский Г. Н. и др. Основные критерии выделения разломов по геофизическим данным.— Геология и полезные ископаемые Туркмении, вып. 1. Ашхабад, 1968.
- Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. Гостехиздат, 1960.
- Артемьев М. Е. О связи нарушений изостатического равновесия с новейшими современными тектоническими движениями.— МГК, XXII сессия. «Наука», 1964.
- Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. Изостазия и тектоника.— Геотектоника, № 5, 1967.
- Архангельский А. Д. Избр. соч. Изд. АН СССР, 1954.
- Атлас литолого-петрографических карт СССР. АН СССР и Министерство геологии СССР, 1968—1969.
- Атлас землетрясений в СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Атласов И. П. и др. К вопросу о взаимосвязи структур континентального и океанического рядов.— Уч. зап. НИИГА. Региональная геология, вып. 17, 1970.
- Афанасьев Г. Д. О петрографической интерпретации геофизических данных строения земной коры.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1960.
- Байкальский геодинамический полигон. Ротапринт. Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1970.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Гостеолиздат, 1962.
- Белюсов В. В. Земная кора и верхняя мантия материалов. «Наука», 1966.
- Беляевский Н. А. Связи геологических структур с глубинным строением земной коры.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 2, 1969.

- Богданов А. А. Восточно-Европейская платформа.— В кн. «Тектоника Европы». «Наука», 1964.
- Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.— Вестн. МГУ, Геология, № 1, 1967.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР. «Недра», 1967.
- Булина Л. В. и Спизарский Т. Н. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы.— Геология и геофизика, № 12, 1965.
- Бардамянц Л. А. Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы. Гостоптехиздат, 1960.
- Вольвовский А. И. и др. Тектоника Туранской плиты. «Наука», 1966.
- Гапоненко Г. И. и др. Геолого-тектоническое строение дна морей Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского по геофизическим данным.— Геофизические методы разведки в Арктике, сб. 5, «Недра», 1968.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Изд. АН СССР, 1963.
- Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных аномалий Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1965.
- Гаврилов В. П. Поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений в приразломных зонах молодых платформ. М., 1970.
- Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. «Наука», 1967.
- Геологическое строение СССР. Т. II (Тектоника). «Недра», 1968.
- Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. Изд. АН СССР, 1963.
- Геология докембрия.— МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. «Наука», 1968.
- Геологическое строение северной части Тихоокеанского подвижного пояса. «Недра», 1966.
- Геология Сибирской платформы. «Недра», 1966.
- Геология СССР. Т. XLIV. «Недра», 1963.
- Геология и геохронология докембрия. «Наука», 1964.
- Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. Под ред. С. И. Субботина. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. 1963.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Гостоптехиздат, 1962.
- Годин Ю. Н. Глубинное строение западной части Средней Азии по данным геофизических исследований. Гостоптехиздат, 1960.
- Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. «Недра», 1967.
- Дортман Н. Б. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. «Недра», 1964.
- Зандер В. Н. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. «Недра», 1967.
- Землетрясения в СССР. Изд. АН СССР, 1961.
- Зорин Ю. Н. Изостазия впадины оз. Байкал.— Изв. АН СССР, «Физика Земли», № 6, 1969.
- Земная кора складчатых областей юга Сибири. «Наука», 1969.
- Каратаев Г. И. Корреляционная схема геологической интерпретации и магнитных аномалий. «Наука», 1966.
- Корбанова В. Н. Физические свойства горных пород. Гостоптехиздат, 1962.
- Косыгин Ю. А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Изд. АН СССР, 1964.
- К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. «Наука», 1969.
- Крылов С. В. и др. О глубинных сейсмических зондированиях в Западной и Восточной Сибири.— Геология и геофизика, № 1, 1966; № 2, 1967; № 4, 1968; № 9, 1969; № 1 и 4, 1970.
- Куликов П. К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру. «Недра», 1968.
- Ладынин А. В. Изостазия и современная тектоническая активность Прибайкалья и Забайкалья.— Геология и геофизика, № 2, 1969.
- Лапинская Т. А. и др. Петрография и тектонические особенности кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтеносной области.— В кн. «Геология нефти и газа». Гостоптехиздат, 1963.

- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. «Наука», 1968.
Магнито-теллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии. «Наука», 1969.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. «Недра», 1965.
- Малышев Ю. Ф. Магнитное поле Алданского щита.— Геология и геофизика, № 9, 1969.
- Мирчин М. Ф. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР. «Наука», 1966.
- Моисеенко Ф. С. Строение и развитие южного горного обрамления Сибири. «Наука», 1969.
- Молодые платформы. «Наука», 1965.
- Муратов М. В. Сравнительная тектоника древних платформ и история их формирования.— Изв. вузов, Геология и разведка, № 3, 1966.
- Наливкин В. Д. и др. Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Туранской плит. «Недра», 1965.
- Николаевский А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. «Наука», 1968.
- Николаевский А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и складчатых областей Северо-Востока СССР по геофизическим данным. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, СО АН СССР, 1969.
- Пейве А. В. Главнейшие типы глубинных разломов.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 3, 1956.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа Тянь-Шань. Изд. АН СССР, 1955.
- Погребницкий Ю. Е. К реконструкции докембрийского структурного плана центральной части севера Сибири.— Тр. НИИГА. «Наука», 1965.
- Полканов А. А. и др. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского п-ова. «Наука», 1964.
- Проблемы изучения докембрия. «Наука», 1967.
- Проводников Л. Я. Карты тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента Западно-Сибирской платформы. Изд. СО АН СССР, 1962.
- Солоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии.— МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 9. Изд. АН СССР, 1960.
- Справочник геофизика. Т. 1. Гостоптехиздат, 1960.
- Справочник физических констант горных пород. «Мир», 1969.
- Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Т. 1 и 2. «Недра», 1963.
- Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. «Наука», 1969.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. «Наука», 1964.
- Сурков В. С. Складчатые структуры Урала и их отображение в гравитационном и магнитном полях.— Геология и геофизика, № 4, 1964.
- Сурков В. С. Геотектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты.— Сов. геология, № 8, 1968.
- Сурков В. С. Особенности развития структур фундамента Западно-Сибирской плиты на стадии молодой платформы.— Сов. геология, № 12, 1968.
- Сурков В. С. Строение промежуточного структурного яруса Западно-Сибирской плиты.— Сов. геология, № 5, 1969.
- Сурков В. С. К вопросу тектонического районирования платформенного мезокайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты.— Сов. геология, № 4, 1970.
- Тепловой режим недр СССР. «Наука», 1970.
- Тектоническая карта Евразии м-ба 1 : 5 000 000, 1965.
- Тектоника Евразии. Под ред. А. Л. Яншина. «Наука», 1966.
- Федынский В. В. Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры.— МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 2. Госгеол-издат, 1960.
- Федынский В. В. Разведочная геофизика. «Недра», 1964.
- Физические свойства осадочного покрова территории СССР. «Недра», 1967.
- Физический энциклопедический словарь. Т. 5. Изд. «Советская энциклопедия», 1966.

- Фотиади Э. Э. К вопросу о структуре докембрийского фундамента Русской платформы.— Докл. АН СССР, т. II, № 6, 1947.
- Фотиади Э. Э. К методике геологической интерпретации гравитационных аномалий Русской платформы.— Разведочная и промысловая геофизика, № 3. Гостоптехиздат, 1951.
- Фотиади Э. Э. К проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе.— Прикладная геофизика, № 12. Гостоптехиздат, 1955.
- Фотиади Э. Э. К оценке гравитационного влияния крупных фациально-литологических комплексов осадочного покрова различных районов Русской платформы и юга Европейской части СССР.— Прикладная геофизика, № 17. Гостоптехиздат, 1955.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения.— Тр. ВНИИгеофизики, № 4. Гостоптехиздат, 1958.
- Фотиади Э. Э. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных региональных геофизических исследований.— Геология и геофизика, № 10, 1960.
- Фотиади Э. Э. Новые данные о строении промежуточного этажа Западно-Сибирской плиты.— Докл. АН СССР, т. 174, № 4, 1967.
- Фотиади Э. Э. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных.— Тр. СНИИГГМС, вып. 57, 1967.
- Фотиади Э. Э., Ваньян Л. Л., Харин Е. П. Глубинные магнито-вариационные зондирования (МВЗ) на юге Средней Сибири и в Забайкалье.— Докл. АН СССР, т. 164, № 3, 1965.
- Фотиади Э. Э., Будников В. И. Новые данные о наличии области древних погребенных поднятий в центральной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, т. 179, № 4, 1968.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока.— Геология и геофизика, № 10, 1963.
- Фотиади Э. Э., Кузнецов Г. Ф. Новые представления о глубинном геологическом строении западной части Сибирской платформы.— Геология и геофизика, № 10, 1964.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко Ф. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных.— Геология и геофизика, № 10, 1965.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Многопризнаковый геотектонический анализ региональных геофизических данных методами дискретной математики.— Геология и геофизика, № 11, 1968.
- Хаин В. Е. Общая тектоника. «Недра», 1964.
- Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита.— Тр. 3-й сессии Комитета по абсолютному возрасту геологических формаций. Изд. АН СССР, 1955.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.
- Шимараев В. М. Строение земной коры Восточно-Сибирского и Чукотского морей по данным аэромагнитной съемки.— Уч. зап. НИИГА, Региональная геология, № 16, 1969.
- Шрайбман В. И. Геологическое истолкование геофизической информации о глубинной структуре Туранской плиты. Автореф. докт. дисс. МИНХиГЛ, 1970.
- Шустова Л. Е. Глубинное строение Балтийского щита.— Сов. геология, № 5, 1966.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5, 1965.
- Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн. «Молодые платформы». «Наука», 1965.

И. В. ЛУЧИЦКИЙ,
В. И. ГРОМИН, Г. Д. УШАКОВ

ДЕФОРМАЦИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

Исследование деформаций, которые испытывают гипербазиты при высоких давлениях и температурах, имеет, на первый взгляд, малое отношение к научной деятельности А. Л. Яншина. Тем не менее этот взгляд ошибочен. Когда в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР была организована лаборатория экспериментальной тектоники, вопрос о целях и задачах такой лаборатории обсуждался на заседании секции ученого совета под председательством А. Л. Яншина. И именно тогда (это было в 1962 г.) А. Л. Яншин подчеркнул важность разветвления тектонических экспериментов, связанных с исследованием деформаций горных пород при высоких давлениях и температурах. С тех пор на протяжении многих лет эти исследования составляют одно из главных звеньев в работе названной лаборатории. Начатые на слоистых образцах, представляющих пары кварцит — известняк, известняк — аргиллит и др., эти эксперименты затем были направлены на исследование тех пород, которые представляются, как предполагается многими исследователями, наиболее глубокие горизонты земной коры или верхние горизонты мантии Земли. К таким породам, в частности, относятся гипербазиты, исследованию деформационных свойств которых посвящена настоящая статья.

Известно, что механические свойства гипербазитов и особенности их деформации при высоких давлениях и температурах изучены недостаточно, а при давлениях, превышающих 5000 кг/см^2 , и температурах в сотни градусов Цельсия, достигаемых в аппаратах типа УНОВД (Лучицкий и др., 1968), вообще не исследованы («Справочник физических констант...», 1969). В данной работе излагаются первые результаты изучения деформационных свойств гипербазитов, проведенного в лаборатории экспериментальной тектоники. В выполнении экспериментов принимал участие А. А. Глушенко.

Эксперименты выполнены по методике, описанной в работе Лучицкого и др. (1968). Дополнительно в аппаратуру были внесены изменения, позволяющие измерять скорость продольных волн V_p в горных породах при высоких давлениях и температурах. Для возбуждения ультразвуковых колебаний использовались пьезодатчики из цирконат-титанат-свинца,

размещение которых в камере предохраняло их от воздействия нагрева. Время прохождения импульса через образец фиксировалось усовершенствованным сейсмоскопом ИПА.

Испытуемые образцы, имевшие цилиндрическую форму и размеры $d=15$ мм и $h=30$ мм, покрывались медной оболочкой. Боковое давление P_{bc} на образец передавалось через полисилоксановую жидкость и максимально достигало $12\,000$ кг/см². Направленное деформирующее сжатие F_{op} прикладывалось с помощью стальных пуансонов к торцам образца и изменялось в соответствии с прочностью горной породы независимо от P_{bc} . Опыты проводились при 450 , 250°C и при комнатной температуре. Скорость деформации во всех экспериментах была приблизительно постоянной и равнялась 10^{-5} с⁻¹.

Испытаниям были подвергнуты три типа оливиновых пород. Оливинит 904 (Кольский полуостров, Мончегорский район) сложен почти полностью оливиновыми зёрнами размером $0,8-1,0$ мм и обладает панидиоморфной равномернoзернистой структурой. Помимо оливина, встречаются шпинель и очень редко мелкие зёрна пироксена. Дунит 363 (Чукотка, коллекция Г. В. Пинуса и В. В. Велинского) по составу и структуре похож на оливинит 904. Размер оливиновых зёрен $0,5-1,0$ мм. В небольшом количестве имеются хром-пикатит, пироксен и серпентин. Плотность этих пород одинаковая и равна $3,30$ г/см³. Дунит 364 (Чукотка, та же коллекция) является существенно серпентинизированной оливиновой породой такого же состава, что и дунит 363, и обладает плотностью $3,08$ г/см³. В экспериментах был использован также один образец серпентинита (Кольский полуостров, Мончегорский район), состоящего из беспорядочно расположенных пластинок антигорита размером от $0,1$ до $1,0$ мм. Отмечена незначительная примесь рудных минералов.

Каждая кривая по диаграмме напряжения — деформация (рис. 1) построена, как правило, по трем или более образцам одной и той же породы и имеет разброс значений дифференциального напряжения $\sigma_1 - \sigma_3$ в пределах от 200 до 400 кг/см². График зависимости относительной линейной деформации ε от P_{bc} представляет усредненную кривую, построенную по данным сжатия 10 образцов оливинита 904 и дунита 363. Кривая сжимаемости β получена путем графического дифференцирования функции $\frac{\Delta l}{l} = f(P_{bc})$ с учетом того, что $\frac{\Delta V}{V} = 3\frac{\Delta l}{l}$, где $\frac{\Delta l}{l} = \varepsilon$; $\frac{\Delta V}{V}$ — относительная объемная деформация.

Основные результаты опытов сводятся к следующему. Большинство образцов после деформирования приняли слабовыраженную боченкообразную форму. Некоторые остались цилиндрическими, но с уменьшенной высотой и увеличенным диаметром по сравнению с исходными размерами. Единичные образцы испытали утолщение вблизи одного торца.

Характерно возникновение пересекающихся диагональных трещин, углы между которыми и направлением P_{op} изменчивы и колеблются от 23 до 44° . Наиболее часто встречаются значения $33-35^\circ$. Вместо трещин иногда образуются осветленные диагональные зоны или осветление охватывает весь образец, что связано с тонким дроблением периферических частей зёрен.

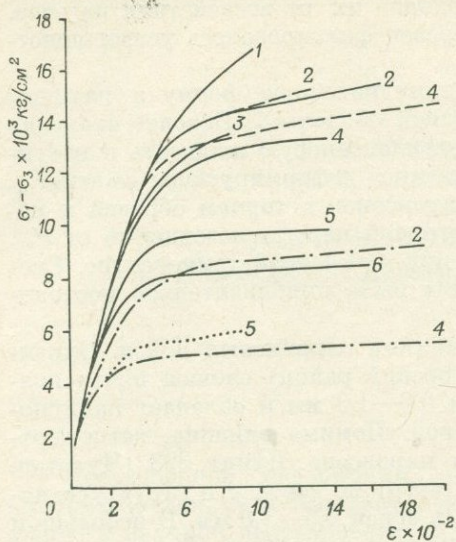


Рис. 1. Диаграмма напряжение — деформация.

$\sigma_1 - \sigma_3$ — дифференциальное напряжение.
 ϵ — относительная деформация. Сплошные линии — оливинит 904, пунктир — дунит 363, пунктир с точкой — дунит 364, точки — серпентинит. 1 — 12000 кг/см², 20° С; 2 — 8000 кг/см², 20° С; 3 — 8000 кг/см², 250° С; 4 — 8000 кг/см², 450° С; 5 — 4000 кг/см², 20° С; 6 — 4000 кг/см², 250° С.

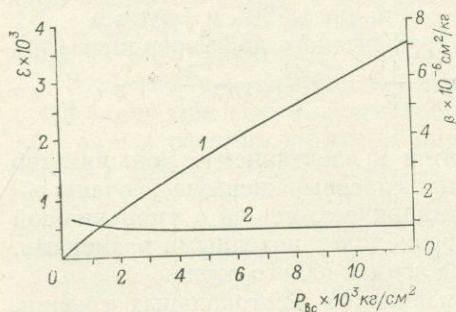


Рис. 2. Диаграмма зависимости относительной линейной деформации ϵ (1) и сжимаемости β (2) от всестороннего сжатия $P_{вс}$ для оливинита и дунита.

Деформированные образцы резко отличаются от исходных по структуре. Наряду с крупными трещинами, пересекающими весь испытанный образец или несколько зерен, наблюдается отсутствующая в исходных образцах сетка мелких трещин, расчленяющая зерна на части. По такой сетке трещин происходит тонкое стирание оливиновых зерен. Возникшая оливиновая пыль выполняет роль цемента и облегчает смещение зерен или их частей относительно друг друга, благодаря чему осуществляется общая деформация образца. В результате действия высокого всестороннего сжатия оливиновая пыль уплотняется и скрепляет между собой зерна. Поэтому после деформирования образцы остаются монолитными и не разрушаются. Густота сетки трещин и степень дробления зерен в основном определяются величиной общей деформации образца и практически не зависят от всестороннего сжатия и температуры (в исследованном диапазоне термодинамических условий).

Особенности деформации определяются также типом породы. Близкие по составу и структуре породы 904 и 363 деформируются почти одинаково, т. е. путем образования сетки мелких трещин, дробления зерен и их линейного смещения, реже вращения. В серпентинизированном дуните 364 дробление выражено в меньшей степени, зато характерно интенсивное смещение зерен и особенно их вращения.

Количественная зависимость типа деформации породы от ее состава и структуры видна на рис. 1. Сплошные и пунктирные кривые 2 и 4, описывающие деформацию почти полностью оливиновых пород 904 и 363, занимают близкое положение на графике. Прочность серпентинизирован-

ного дунита 364 гораздо меньше, чем пород 904 и 363. Например, при $P_{вс} = 8000$ кг/см² и комнатной температуре для деформирования породы 364 на 10% требуется дифференциальное напряжение в 1,65 раза меньше, чем для деформирования на ту же величину пород 904 и 363.

Для образцов одной и той же породы выявлена отчетливая зависимость деформационных свойств от величины $P_{вс}$ и температуры. 10-процентная деформация оливинита, например, в условиях комнатной температуры и $P_{вс} = 4000$ кг/см² достигается при $\sigma_1 - \sigma_3 = 9500$ кг/см². Та же деформация при комнатной температуре, но при $P_{вс} = 12000$ кг/см² может быть получена уже при резко увеличенном дифференциальном напряжении, равном 16 700 кг/см². Возрастание температуры снижает дифференциальное напряжение. В том же примере с 10-процентной деформацией при $P_{вс} = 4000$ кг/см² увеличение температуры от комнатной до 250°C уменьшает дифференциальное напряжение от 9500 до 8000 кг/см².

В условиях всестороннего гидростатического сжатия и комнатной температуры обнаружена почти линейная зависимость ϵ от $P_{вс}$ для пород 904 и 363 (рис. 2). Лишь в диапазоне от 1 до 3—4 тыс. кг/см² существует незначительное отклонение данной зависимости от линейного закона. Аналогично изменяется сжимаемость пород: при $P_{вс} = 1 \div 4000$ кг/см² она уменьшается сравнительно значительно, а далее, вплоть до 12000 кг/см², сжимаемость почти постоянна. Следует отметить невысокую сжимаемость оливинитов и дунитов по сравнению, например, с кварцевыми породами. Полученные данные в общем соответствуют известным в литературе материалам (Волярович, Балашов, 1959; Надаи, 1968), хотя такие материалы единичны и относятся к невысоким значениям $P_{вс}$. В работе Надаи (1969) указано, что при $P_{вс} = 2000$ бар дунит имеет $\beta = 0,93 \cdot 10^{-6}$, в «Справочнике...» (1969) для дунита при $P_{вс} = 4000$ бар приведено значение $\beta = 0,80 \cdot 10^{-6}$ бар⁻¹. В наших опытах $\beta = 1 \cdot 10^{-6}$ см²/кг при $P_{вс} = 2000$ кг/см² и $\beta = 0,9 \cdot 10^{-6}$ см²/кг при $P_{вс} = 4000$ кг/см².

С низкой сжимаемостью, по-видимому, связан незначительный рост скорости продольных волн V_p . В условиях атмосферного давления и комнатной температуры оливинит 904 имеет $V_p = 7100$ м/с, при $P_{вс} = 2000$ кг/см² $V_p = 7500$ м/с, а при $P_{вс} = 8000$ кг/см² $V_p = 7600$ м/с. Таким образом, основной прирост V_p происходит при давлении до 2000 кг/см², а после 3—4 тыс. кг/см² значение V_p остается практически постоянным при повышении давления до 8000 кг/см². Для сравнения укажем на увеличение V_p в перидотите из Мончегорского района от 7300 м/с при атмосферном давлении до 7700 м/с при 4000 кг/см² (Волярович и др., 1965). В дуните (гора Дун) увеличение давления от атмосферного до 6000 кг/см² вызывает рост V_p от 7500 до 7920 м/с («Справочник физических констант...», 1969).

Проведенные опыты позволяют объяснить образование «петельчатых» структур, широко распространенных в ультрабазитах. В микрizonaх дробления оливиновый материал тонко истирается и по сравнению с крупными неразрушенными зернами становится более проницаемым для растворов и легче вступает в химические реакции. В результате серпентинизация происходит в первую очередь по микрizonaм дробления, имеющим «петельчатый» рисунок.

Геологическое значение описанных экспериментов состоит также в том, что количественными данными (см. рис. 1) подтвержден сделанный ранее в качественной форме вывод о большой роли серпентинитов в образовании «холодных интрузий» гипербазитов (Лучицкий и др., 1967).

Представляется важным также вывод о независимости деформационной структуры от абсолютных величин напряжений, вызвавших деформацию. Такая структура определяется не всесторонним сжатием, а общей деформацией геологического тела, зависящей от разности напряжений и длительности деформации.

ЛИТЕРАТУРА

- Волярович М. П., Балашов Д. Б., Павлоградский В. А.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1959.
- Волярович М. П., Баюк Е. И., Галдин Н. Е. Физика Земли, № 1, 1965.
- Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск, 1967.
- Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д., Надолинный В. А.—Докл. АН СССР, т. 179, № 4, 1968.
- Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. Перев. с англ., т. 2, М., «Мир», 1969.
- Справочник физических констант горных пород. Перев. с англ. М., «Мир», 1969.
-

СТРАТИГРАФИЯ И
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Б. С. СОКОЛОВ

БИОХРОНОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ

...Лишь беглый блеск
на вечном море лет!

В. Брюсов,
«Жизнь», 1907.

ВВЕДЕНИЕ

В связи с известными высказываниями Джона Десмонда Бернала по поводу уровня наших современных знаний (но отнюдь не по его вине) существует снисходительное отношение к наукам с окончанием «графия». Между тем первоначальное стремление показать описательный смысл процедур тех или иных наук совершенно не отражает современного состояния их теоретической и методической базы. Иногда прогресс в методах и обобщениях приводил к логическим замещениям (или параллельному возникновению) в наименовании наук: например, петрография — петрология. Но очень часто по сложившейся традиции или смысловым неудобствам такие замещения абсолютно неприемлемы и специалистами отлично понимают, что содержание такой-то ...графии начала XIX в. и последней трети XX в. коренным образом различно.

Именно так обстоит дело со стратиграфией, остающейся и по сей день основой всей научной геологии (Шатский, 1965), но не нуждающейся в переименовании, например, в стратинومیю или стратилогию, хотя ядром ее является биохронология, прочно покоящаяся на палеонтологической истории органического мира и, следовательно, самой фундаментальной биологической теории — теории естественного отбора, позиции которой в естествознании еще более укрепились достижениями современной генетики.

Со стратиграфией в геологии связано представление об относительном историческом времени, причем наиболее ярким носителем этого представления всегда были окаменелости. Пятьсот лет тому назад, еще до Леонардо да Винчи, они впервые у азиатских натуралистов получили правильную интерпретацию своей природы (Kobayashi, 1944). Натуралисты XVII и XVIII веков (Н. Стево, Ж. Сулави, В. Смит и др.) уже открыли их принципиально важные свойства для стратиграфии. В начале XIX в. появилось само понятие стратиграфии, основанной на окаменелостях. Великое стратиграфическое двадцатилетие 1822—1841 гг. хотя

и не выдвинуло палеонтологический метод при обосновании геологических систем на первое место, однако с полной очевидностью показало неповторимое разнообразие окаменелостей различных формаций. Но подлинный триумф палеонтологическому методу в стратиграфии принесли исследования А. Опеля (Oppel, 1856—1858) по юрской формации. От этой работы и почти одновременно (1859) появившегося теоретического синтеза Ч. Дарвина о происхождении видов идет современная научная биостратиграфия, хотя сам термин возник лишь в 1909 г. (Dollo, 1909).

Стратиграфии как важнейшей геологической дисциплине всегда уделялось огромное внимание; она всегда имела неисчерпаемую эмпирическую базу и, действительно, более всего в геологии способствовала систематизации представлений о пространстве и времени на исторической основе. Возможность установить повторение сходных событий в различные времена и в различных местах оказалась равносильной «доказательству закономерностей в развитии структур на генетической основе, т. е. равносильной тому, что в других отраслях науки достигается экспериментальным путем» (Бубнов, 1960).

Однако все это не сделало стратиграфию наукой логически строгой, не свело ее исходные положения к устойчивой системе аксиом, и даже общие принципы науки не перестали передвигаться исследователями с одного места на другое в зависимости от разного понимания их роли, взаимоотношений и масштабности; далеко еще не устоялись представления и об основах стратиграфической классификации. Сравнение многих известных работ последнего десятилетия иллюстрирует это положение сейчас столь же ярко, как и в прошлом (Халфин, 1960; Меннер, 1962; Ротай, 1962; Крымголец, 1964; Леонов и др., 1965; Гулари и Халфин, 1966; Наливкин, 1967; Степанов, 1967; Тихомиров, 1968; Жамойда и др., 1969; Садыков, 1969; «Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура», 1965; «Проблемы стратиграфии», 1969; Schindewolf, 1960; Weller, 1960; Schenck, 1961; Holland, 1964; Shaw, 1964; Hedberg, 1965; Störmer, 1966; «Code of Stratigraphic Nomenclature», 1961 и многие другие). Иногда даже кажется, что только к «закону последовательности напластования» сохраняется непоколебимое доверие.

И тем не менее среди всех геологических дисциплин именно стратиграфия оказалась насыщенной наиболее плодотворным региональным и межрегиональным опытом, позволившим приступить к материковым и планетарным геологическим обобщениям (геологические и тектонические карты континентов и мира, палеогеографические, литолого-фациальные и палеотектонические карты материков и т. д.), и заняла сейчас центральное место в первой многолетней международной программе по геологической корреляции (IGCP), начавшейся в 1969 г. под эгидой ЮНЕСКО и Международного союза геологических наук.

Если обратиться к основной проблематике современной стратиграфической литературы, то мы заметим, что, как и прежде, главное место в ней занимает вопрос о стратиграфических подразделениях: их обосновании, типах, пространственном значении, отношении к хронологии и историческим процессам в развитии абиотической и биотической среды,

методах их корреляции, множественности их классификаций или возможном единстве в рамках универсальной шкалы. Такое внимание к стратиграфическим подразделениям вполне понятно: с их выделения началась стратиграфия, их мы должны классифицировать, в них с наибольшей полнотой зарегистрированы история осадочного процесса и органическая эволюция на Земле.

Однако не меньшее значение имеет вопрос о стратиграфических границах, о разделах, классифицирующих подразделения, независимо от их ранга, географической протяженности и времени, к которому они относятся. Казалось бы, этот вопрос совершенно неотделим от вопроса о самих стратиграфических подразделениях, но он решен, несмотря на то, что без определения границ невозможно никакое геологическое картирование, а геологическая съемка — это один из основных видов деятельности геологов. Но это не так. Пожалуй, ни одна из проблем стратиграфии не встает сейчас с такой остротой, как проблема стратиграфических границ, и до тех пор, пока она не будет решена в общеметодическом плане и конкретно в рамках общих подразделений каждой системы, мы не можем надеяться на установление удовлетворительной стабильности в стратиграфической классификации и даже номенклатуре.

На протяжении последних пяти лет я многократно касался этой темы в различных выступлениях в Ленинграде, Москве, Новосибирске, Таллине, Алма-Ате, но лишь очень кратко затронул ее в печати (Соколов, 1967, 1968, 1970; Соколов, Поленова, 1968). Наиболее существенным для ряда общих выводов я считаю современный опыт многолетних работ по проблеме границы силура и девона (Международный комитет по силурийско-девонской границе и стратиграфии), границы юры и мела, границы кембрия и докембрия, по зональной шкале, по четвертичной стратиграфии.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

Разнообразие и противоречивость представлений стратиграфов по поводу одних и тех же общих положений науки, ее идей, истолкования самих стратиграфических феноменов, смысловые противоречия в отношении терминологии, наконец, недостаточная свобода каждого из нас от предрассудков (которые мы очень часто называем традицией) заставляют меня прежде всего разъяснить свое отношение ко многим из этих общих вопросов. Я не сомневаюсь, что это облегчит поиски корней моих возможных ошибок для тех, кто не согласится с развиваемыми здесь взглядами на проблему стратиграфических границ.

1. Систематика времени играет в геологии выдающуюся роль; к объективному ходу времени привязаны все наши геологические синтезы. Но неверно, «что любое подразделение времени в истории Земли может быть распознано в любой точке земной поверхности, всюду оно оставило свой след» (Крымгольд, 1964). Отражением времени в геологии являются материальные документы ее истории: сменяющиеся толщи горных пород, остатки органической жизни, тектонические структуры и т. д.

Их изучение позволяет понять процессы геологического прошлого, из чего с несомненностью следует, что на Земле в целом никогда не прекращалось развитие ее материальных систем и в то же время мы не можем с уверенностью указать ни одной точки на Земле, где бы это развитие было отражено непрерывно. Более того, любая точка и даже крупный сегмент стратисферы в пределах современных материков обнаруживают невосполнимые, измеряемые нередко сотнями миллионов лет, пробелы в «региональном течении времени».

Непрерывность геологического времени мы можем только конструировать, и только из позитивных документов региональной истории Земли. Целая геоисторическая шкала, таким образом, является составной. Геолог прежде всего должен произвести «сборку» шкалы из реальных коррелируемых стратиграфических подразделений (на основе их стратотипов) и только от полноты этой «сборки» зависит полнота наших представлений о времени. Никакие другие операции в «хроностратиграфическом поле», если пользоваться этим выражением Ю. А. Косыгина (1969, стр. 66), не могут нас приблизить быстрее к достижению этой цели. Следовательно, примат в стратиграфии в силу специфики конструирования геологического времени принадлежит материальным носителям этого времени — стратиграфическим подразделениям и заключенной в них информации, хотя мы отлично знаем, что движение материи, время и пространство неотделимы, что время непрерывно, необратимо, универсально и имеет строгую направленность. Ни одно из этих свойств времени не может быть обнаружено помимо физических документов геологии, помимо развития материальной субстанции.

2. Стратиграфия как геологическая дисциплина могла бы быть определена как историческая интерпретация нормально пластующихся толщ горных пород, независимо от их состава, условий образования, залегания и пространственного распространения. Такие толщи геология изучает методами литологии и петрографии, геохимии, фациального и формационного анализа, палеогеографии, геофизики и палеогеофизики, тектоники и т. д. Но только стратиграфия, с помощью привлекаемых ею самой методов, интерпретирует их с точки зрения возраста (моложе-древнее) и длительности процесса формирования (времени), ставя своей целью, с одной стороны, создание региональных схем стратиграфических подразделений, отражающих в конкретных стратиграфических единицах региональную историко-геологическую последовательность событий, а с другой — разработку общей, универсальной, абстрагированной от региональных схем, стратиграфической шкалы, которая бы адекватно отвечала непрерывному геологическому времени и не содержала бы пробелов, свойственных любой региональной схеме.

Поскольку геологическая жизнь земной коры дифференцирована в пространстве и во времени (трансгрессии и регрессии, волновые движения, скольжение тектонических напряжений в пределах геосинклинальных поясов и т. д.), региональная работа в стратиграфии имеет первостепенное значение как естественная основа летописи всех регио-

нальных геологических событий. Региональная стратиграфия — это стратиграфия, выраженная в физических стратиграфических единицах (подразделениях) различной пространственной устойчивости. Конкретно это свиты и их совокупности (региональные стратиграфические серии), горизонты (с их возможными производными: над горизонтами, слоями) и региональные биостратиграфические зоны. Полный скоррелированный свод этих подразделений любого региона образует его стратиграфическую схему — своеобразную модель, отражающую положение стратиграфических тел в исследуемом пространстве и почти всегда заключающую важнейшую информацию о региональной неполноте стратиграфической летописи и перерывах. На долю последних, нередко даже в рамках отдельных периодов и эпох, приходится большая часть «регионального геологического времени». Региональные стратиграфические подразделения — основной объект геологического картирования.

Понятие «региональное стратиграфическое подразделение» должно обнимать любые реальные стратиграфические подразделения от узко локальных, местных, до подразделений целых бассейнов, и я не уверен, что в эту категорию не входят подразделения, называемые многими исследователями провинциальными. В самом деле, как мы можем противопоставить друг другу геологический регион и палеогеографическую провинцию при решении стратиграфической задачи! Почему долборский горизонт («ярус») является провинциальным подразделением ордовика Сибирской платформы, а веневский горизонт — региональным подразделением нижнего карбона Русской платформы? Ответить на этот вопрос можно только с помощью хитроумных рассуждений. Думается, что единственным критерием регионального стратиграфического подразделения, независимо от его ранга и способа обоснования, является практическая возможность его распознавания как конкретного стратиграфического тела (свиты) или синтетического (корреляционного) латерально устойчивого одновозрастного подразделения седиментационного бассейна в целом, которому в геологической картографии мы придаем такое же значение (унифицированные подразделения региональных схем: горизонты, региональные биостратиграфические зоны). Таким образом, можно совершенно обоснованно говорить как о региональной литостратиграфии, так и о региональной биостратиграфии. Очевидно, между ними нет резкой грани; в любом случае это конкретная региональная стратиграфия.

Из всего сказанного вытекает, что региональные стратиграфические подразделения (даже если за таковые принимать только серии, свиты, подсвиты и горизонты) — это совершенно самостоятельная и вечная категория стратиграфических подразделений, статус которой должен быть совершенно недвусмысленно освобожден от таких определений, как «вспомогательная», «временная», «неполного обоснования». Критика, которой уже подверглись очень распространенные у нас взгляды на вспомогательную и временную роль региональных стратиграфических подразделений («Стратиграфическая классификация и терминология» 1960; Меннер, 1962; Стерлин и др., 1969, и др.), хорошо известна.

Любые региональные стратиграфические подразделения проявляют

себя двойко; с одной стороны, они являются конкретными физическими элементами региональной слоистой структуры земной коры, отражающими специфику региональной геологической истории, а с другой — они всегда служат какой-то частью общей системы хроностратиграфических подразделений Земли, через которую как единый стандарт только и может быть определен их возраст. Кажется, что к этой их особенности было справедливо привлечено внимание в прошлом (Никитин, Чернышев, 1889) и в наши дни (Халфин, 1960; «Проблемы стратиграфии», 1969). Но не знаю, следует ли здесь видеть проявление своеобразного стратиграфического дуализма и можно ли считать, что региональная и общая (= универсальная = международная) системы стратиграфических подразделений различны по своей природе. Вероятно, возникшая сейчас острота постановки этого вопроса излишня. Ведь обе системы подразделений возникли на основе конкретных региональных стратиграфических схем, любое стратиграфическое подразделение, например системы, и по сей день где-то является обычным региональным стратиграфическим подразделением, и стабильность обеих систем немислима без конкретных региональных стратотипов. Эти системы подразделений можно было бы противопоставлять друг другу, если бы одна из них — региональная — была основана на физических документах (последовательность напластований, палеонтологических сукцессий и пр.), а другая — общая — на объективном течении абстрактного времени. Но ведь та и другая одинаково нуждаются в применении категории времени, и это время во всех аспектах исторической геологии и исторической биологии выражается только в материальных документах исторического процесса. Специфика общей шкалы заключается только в том, что она отражает непрерывность стратиграфической последовательности (как следствие чисто регионального синтеза) и, в силу этого, принята за международный хроностратиграфический стандарт или эталон. Вполне естественно, что, будучи абстрагированной от конкретных региональных разрезов, она действует, прежде всего, как хронологический инструмент.

Не думаю, однако, что из этой очевидной связи региональной стратиграфии с общей системой хроностратиграфических подразделений был сделан правильный вывод о существовании только единой стратиграфической шкалы. Впрочем, одни это единство понимают в чисто философском плане, другие видят в слове «единая» синоним «общая», но для третьих это определенно связано с представлением о грядущем поглощении региональной системы стратиграфических подразделений единой шкалой. Последнее заключение, конечно, ошибочно, и сколь это опасно для геологии, мы убедились на многочисленных примерах подмены естественных региональных стратиграфических подразделений (Средняя Азия, Западная Сибирь, Сибирская платформа и др.) подразделениями общей шкалы. Результатом такого взгляда на вещи явились: искусственное стремление совместить региональные стратиграфические границы с границами общих хроностратиграфических подразделений; необоснованное приписывание определенного возраста региональным стратиграфическим подразделениям, нередко надолго парализовавшее их серьезное стратиграфическое изучение; смазывание важнейших особенностей ре-

гиональной стратиграфии; широкая дискредитация палеонтологического метода в стратиграфии и т. д. Хорошо разработанные региональные стратиграфические схемы с их собственной номенклатурой могли бы избавить многих геологов от чисто психологических травм: ведь значительно легче освоиться с переопределением возраста хорошо известной свиты, чем примириться с тем, что толща, всегда называвшаяся в районе «лудловским ярусом», стала нижним девоном или вместо сеномана — тувроном. Полезно помнить, что наиболее временной очень часто оказывается наша хронологическая интерпретация региональных подразделений.

Любое региональное стратиграфическое подразделение только тогда имеет реальную практическую ценность, когда оно достаточно ясно ограничено и может картироваться. Неверно, что дробность регионального стратиграфического расчленения всегда и целиком зависит от заданного масштаба съемки. Поэтому такое расчленение является условным, подвижным и временным. Региональная стратиграфическая схема отражает реальный историко-геологический процесс в рамках данного бассейна седиментации, и естественных региональных подразделений может быть ни больше и ни меньше, чем есть. Другое дело, что цели и масштаб картирования, а также размер снимаемой площади и производственные стратиграфические требования могут заставить либо произвести известную генерализацию подразделений, либо обратиться к поискам критериев более дробного расчленения внешне однородных толщ. Для локальных целей (например, промысловые площади нефтеносных и угленосных районов) эта задача почти всегда разрешима, но детализация такого расчленения отнюдь не означает, что при этом теряют значение региональные стратиграфические границы самого детализуемого подразделения.

3. Биостратиграфия является частью стратиграфии главным образом в том смысле, что стратиграфия *s. lato* использует для расчленения и корреляции не только палеонтологический метод, биохронологию, историю развития органического мира, но и физические методы как относительной (литологические, биостратиграфические, геофизические и другие методы), так и абсолютной (радиогеохронологический метод) геохронологии. Но физические методы относительной геохронологии пригодны лишь для решения узко региональных стратиграфических задач, и ни один из них — для построения стратиграфической шкалы, для определения возраста горных пород. Радиогеохронологический метод пригоден для определения возраста пород, но лишь в тех сравнительно редких случаях, когда породы содержат радиоактивные минералы, причем корреляционное значение его очень ограничено и фактически используется только для докембрия. Что же касается стратиграфической шкалы, то она не может быть построена автономно на базе одних изотопных датировок, так как последние всякий раз нуждаются в своей геологической интерпретации на основе относительной хроностратиграфической шкалы. Однако общее значение изотопной радиометрии заключается в том, что только она позволила путем экстраполяции опорных региональных датировок на общую стратиграфическую шкалу рассчитать продолжительность геологических эр и периодов в годах. Значение этих, даже прибли-

женных, данных для геологии и палеобиологии огромно, но они мало что дают для оперативных стратиграфических нужд, постоянно требующих колоссального объема хронологической информации.

Требованию такой информации до сих пор удовлетворяет только метод относительной биохронологии, на котором основана вся общая фанерозойская шкала и который в последние годы стремительно распространяется и на докембрий. Хотя в расчленении последнего основную роль сейчас играют радиометрические схемы, легко предвидеть, что в недалеком будущем, по крайней мере для рифея и венда, радиометрия, как и в фанерозое, станет играть роль лишь в уточнении и детализации общего хронологического каркаса и что практической основой стратиграфии верхнего докембрия станет также палеонтологический метод.

Хронология биологического развития, опирающаяся на достоверные палеонтологические документы, охватывает теперь более трех миллиардов лет земной истории, но распространение методов биостратиграфии на изучение столь древних толщ вряд ли что-либо изменит в принципах биостратиграфии, выработанных на огромном опыте работы в рамках фанерозоя и на основе теории эволюции органического мира и геологических процессов, чему так много внимания уделяет в своих последних работах А. Л. Яншин. Приобретенный опыт и его чрезвычайно успешное приложение к изучению различных областей Земли и теперь уже не только континентов, но и многосотметровых толщ, слагающих океаническое ложе (я имею в виду материалы выдающейся программы работ на корабле «Гломар Челленджер»), позволяет с полным основанием считать, что подлинно научной и наиболее универсальной стратиграфией остается биостратиграфия. Было бы заблуждением при стратиграфических работах ставить ее методы на один уровень со всеми другими, как это делают очень многие американские исследователи.

Очень остро и, по-моему, совершенно справедливо сформулировал эту мысль О. Шиндевольф (Schindewolf, 1960, стр. 10): «Если бы в нашем распоряжении не было окаменелостей, то не существовало бы никакой заслуживающей упоминания точной стратиграфии, и все стратиграфические комиссии могли бы прекратить свою деятельность». Всякий непредвзято настроенный геолог поймет эти слова правильно. Речь идет не об отрицании всего комплекса литостратиграфических методов, не об игнорировании хронологической ценности несомненно важнейших в истории Земли ритмических явлений (независимо от того, связаны они со структурной эволюцией самой земной коры или климатической ритмикой различных уровней), не о недоверии к стратиграфическим аспектам геофизических методов (в том числе и палеомагнетизму) и т. д. Современные успехи всех этих методов и подходов к решению различных задач региональной стратиграфии, стратиграфической корреляции (вплоть до установления маркирующих уровней межконтинентального значения) или выявления определенной историко-геологической этапности бесспорны. Дело в том, что ни один из физических методов даже не приближается сколько-нибудь существенно к биохронологии по полноте взаимной информационной связи любых региональных схем стратиграфических подразделений фанерозоя (и даже позднего докембрия) с общей хроно-

стратиграфической шкалой Земли, между тем только хроностратиграфическая шкала позволяет определять возраст отложений и строится и совершенствуется как универсальный инструмент в первую очередь на биостратиграфической основе, дополняемой радиометрическими данными.

По этому вопросу существует и другая точка зрения, чаще всего защищаемая не стратиграфами, но имеющая сторонников и среди последних. В интересной и во многом очень верной статье В. А. Зубаков («Проблемы стратиграфии», 1969, стр. 61) пишет, что «как ни дороги нам (и особенно палеонтологам!) доставшиеся по наследству от XIX века привычные «биохронологические часы», все же трезвый расчет заставляет предпочесть им новые более точные «ритмохронологические». К сожалению, это предпочтение мы не можем осуществить — таких часов пока просто нет, а их плейстоценовый климатостратиграфический прообраз (Зубаков, 1968) вряд ли является подходящей моделью для фанерозоя, где совершенно бездействует самый точный радиометрический метод — по изотопу C^{14} — и где более тонко механизм связи геологической периодичности и этапности с палеоклиматическими явлениями скорее будет вскрыт на той же палеобиологической основе. Вера в «ритмохронологические часы» целиком основана на предполагаемых успехах радиогеохронологии, вполне вероятно очень значительных, но, по моему убеждению, способных только улучшить ход «биохронологических часов», но не заменить их.

Бажнейшая задача радиогеохронологии — насыщение максимально точными данными максимального числа общих хроностратиграфических подразделений пятого порядка (хронозон). Сейчас этих, особенно важных для общей стратиграфии данных парадоксально мало по сравнению с общим потоком радиоизотопных определений возраста горных пород. На этом пути стратиграфией будут достигнуты бесспорные успехи, но они кажутся очень сомнительными и неопределенными, если перед радиогеохронологией будет поставлена задача разработки автономной геохронологической шкалы со своей собственной иерархической структурой, опирающейся на ритмы или этапы седиментационного содержания.

Если верно, что радиогеохронология делает огромные успехи, то то же самое можно сказать и о биохронологии, о всем комплексе наук, охватывающих историю биосферы Земли. Благодаря успехам микропалеонтологии (а теперь это 50% всей науки о древней жизни), палеоальгологии, электронной микроскопии, новых методов извлечения остатков организмов из любых типов осадочных пород и любого возраста и т. д., сейчас практически исчезло понятие «немые свиты». Совершенно прав А. Шоу (1964, гл. 18), что более чем столетний опыт палеонтологических исследований устранил и известное дарвиновское представление (1859) о неполноте (неадекватности) летописи ископаемых — этом «professional interiorify complex» палеонтологов.

Возможности биохронологического метода в общей стратиграфии неизмеримо возросли с тех пор, как он стал фундаментом этой науки, и пока нет ни одного другого метода, который мог бы столь же эффективно поддерживать этот универсальный инструмент геологической хронологии и корреляции.

Подразделения общей стратиграфической шкалы на западе после работ Г. Шенка и С. Мюллера (Schenk and Muller, 1941), а у нас Д. Я. Степанова (1958) очень часто именуются хроностратиграфическими. Как общие подразделения, они независимы от фациальных и литологических особенностей пород или от их палеонтологической характеристики, но границы их определяют биохронологически и в идеале считаются изохронными, что, впрочем, не совсем точно, хотя эффект гомотаксальности был Томасом Гексли, несомненно, преувеличен (Schindewolf, 1950; Teichert, 1958, и др.). Поскольку радиогеохронологические данные не могут определить эти границы более точно, то, по существу, хроностратиграфические подразделения являются биостратиграфическими (в этом я совершенно согласен с Ю. А. Елецким (Jeletsky, 1956)), а геологическое время — биологическим, по способу своего определения.

Строго говоря, любое стратиграфическое подразделение является хроностратиграфическим, так как любое из них отвечает соответствующему отрезку времени (даже в условиях скользящих границ). Поэтому О. Шиндевольф (Schindewolf, 1960, стр. 22—26) формально прав, считая это понятие излишним (так как не существует самостоятельного хроностратиграфического метода) и называя его плеоназмом. Но в данном случае может быть важнее подчиниться устоявшемуся теперь взгляду на хроностратиграфические подразделения как подразделения общей шкалы, используемой для определения возраста отложений и их наиболее универсальной корреляции, чем проявлять несвойственный нашей профессии пуризм.

4. Эмпиризм в полуторавековой региональной стратиграфической практике, различный во многом подход к выделению стратиграфических подразделений в разных странах, стихийное стремление многих исследователей к ревизии общего стратиграфического стандарта Западной Европы, действительно данного нам только силой истории, создали ощутимую угрозу стратиграфической стабильности, ее номенклатуре. Ревизионный дух современного поколения геологов вполне закономерен, но очевидно также и то, что утрата стабильности в стратиграфии могла бы привести к большим потерям в геологической практике, в научном геологическом синтезе, к потере языка, бедламу. В связи с этим трудно переоценить значение такого дисциплинирующего понятия, как стратотип стратиграфического подразделения. Только на базе этого понятия, наиболее полно раскрытого в советской стратиграфии (Либрович и Овечкин, 1963 и др.), возможны совершенствование основ региональной стратиграфии мира и общей шкалы и согласованный плодотворный переход к поискам лучших эталонов. Этот процесс, безусловно, необходим, он императивно возникает из грандиозного стратиграфического опыта внеевропейских стран, но уже не может быть стихийным.

Сейчас уже ни одно стратиграфическое подразделение региональных схем или общей шкалы не может быть выделено без указания стратотипа и его надлежащей характеристики. Но история оставила нам огромное количество нетипизированных подразделений, регламентация которых совершенно невозможна без точного определения стратиграфических

границ. Это тяжелое наследие охватывает основные подразделения и всю их иерархию, вплоть до систем, что прекрасно видно из недавнего обзора Х. Хэдберга (Hedberg, 1964). Поэтому возникла необходимость введения еще одного понятия — стратотипа стратиграфической границы. Вполне естественно, что логика требует совмещения этих понятий: стратиграфическое подразделение не может быть определено точно, если не фиксированы его границы. Однако требование этого совмещения в едином типовом разрезе не соблюдалось в прошлом, а очень часто и вообще не может быть соблюдено в силу невозможной неполноты обнаженности, резкости фациальных контактов, стратиграфических и структурных несогласий. Стратотип стратиграфической границы оказывается в таких случаях неизбежно расположенным за пределами стратотипической местности. Следовательно, оба понятия имеют право на свое независимое существование.

Таким образом, речь должна идти о стратотипической системе стратиграфического подразделения. Очевидно, она тем сложнее, чем выше ранг подразделения. Для девонской системы, например, она меньше всего связана с типовой местностью Девоншира: стандарт нижней границы девона вероятнее всего будет принят в Баррандиене, стандартные границы ярусов — в различных районах Рейнско-Арденнского массива, стратотипические границы граптолитовых и гониатитовых зон девона также должны окончательно определиться не в Великобритании, а в Центральной Европе. Пример с девонской системой — не исключение, а характерный случай для всей стратиграфической шкалы. Поэтому нельзя думать, как это делают некоторые малоискушенные геологи, что проще все отбросить и построить заново логически строгую шкалу. Это невозможно, так как в природе нет идеальных во всех отношениях разрезов. Существует только один путь — разработка научных принципов совершенствования сложной стратотипической системы, а не ее ломки. Надежда, что идеальной может стать метрическая шкала, по меньшей мере наивна.

В связи с тем, что разновозрастные отложения Земли могут быть выражены различными литолого-фациальными типами разрезов, естественно, с различными палеобиогеоценотическими характеристиками, нередко высказывается мысль о необходимости иметь несколько разновозрастных стратотипов подразделений для различных типов седиментационных бассейнов и палеобиогеографических провинций или областей. Это предложение также не может быть принято, так как оно резко повышает возможность закрепления ошибок в корреляции разнофациальных отложений и лишает хроностратиграфическую шкалу ее самого ценного качества — единства и универсальности. Нет сомнения, что исследователи, отстаивающие необходимость параллельных стратотипов подразделений общей шкалы, забывают о специфике региональной стратиграфии, в рамках которой на законном основании могут быть выделены свои стратиграфические подразделения, со своими стратотипами. Значительно важнее стремиться к точности определения возраста различных стратиграфических подразделений различных геологических регионов, чем к такой опасной трансмиссии хроностратиграфических функций исходного типового разреза.

Требование монотиничности стратиграфического стандарта должно быть жестким, иначе стратиграфия Земного шара неизбежно распадется, по крайней мере, на две независимые стратиграфии — морских и континентальных отложений. Наша задача диаметрально противоположна: мы хотим видеть разнообразие в единой системе измерения и эта система уже существует, хотя и нуждается в дальнейшем совершенствовании. Сопоставление континентальных отложений с морскими — задача совсем непростая, но вполне разрешимая. Недавно это было показано в интересной работе В. В. Меннера (1962), где он пытался обосновать даже единую этапность в развитии органического мира моря и континентов. Последнее кажется некоторым преувеличением; гетерохрония в развитии растительного и животного мира, особенно, если рассматривать процесс эволюции в рамках всего криптофита — фанерофита и значительно смещенного к современности криптозооя — фанерозоя (Соколов, 1969), остается реальностью. Но это совершенно не делает корреляционную задачу невыполнимой и не вызывает необходимости в двух параллельных шкалах стратиграфии, что определено следует и из работ Г. П. Радченко (1969), В. А. Вахрамеева и др. (1970).

Остается, однако, один вопрос, положение с которым многим представляется менее определенным. Я имею в виду так называемые поясные ярусы (О. В. Юферев, 1969) и вообще морские стратиграфические подразделения, устанавливаемые на основе климатической зональности Земли в геологическом прошлом. Климатическая зональность определяет главные черты биогеографического процесса и неизбежно отражается в картине палеобιοгеографической дифференциации, хотя это и далеко не единственный фактор формирования последней. Не влечет ли этот процесс и климатостратиграфическую дифференциацию Земли? А если так, то не возникает ли необходимость создания независимой поясной стратиграфической номенклатуры и поясной системы стратотипов? На первый взгляд кажется, что именно об этом говорят упомянутые выше поясные ярусы (например, позднего карбона Сибирского пояса) или более ранние предположения А. Д. Миклухо-Маклая (1963) о типовых ярусах перми Кавказско-Синийской биогеографической области, а также некоторые рассуждения В. И. Устрицкого (1970) в связи с зоогеографией позднепалеозойских морей Сибири и Арктики.

Однако и в данном случае никакого распада общей стратиграфической шкалы не происходит. Все равно для решения вопросов корреляции и определения возраста самих поясных стратиграфических подразделений остается строго необходимым один, и только один, хроностратиграфический эталон со своими стратотипами. Несмотря на любые трудности, которые возникают на пути использования этого эталона, он должен быть сохранен и должны быть найдены пути его применения везде, независимо от климатических поясов, биогеографической структуры мирового океана и литолого-фациальных особенностей бассейнов седиментации. В противном случае распадается само геологическое время и окажутся невозможными планетарные историко-геологические синтезы.

Многочисленные и очень разные по своему направлению исследования последних лет Т. Кубаяси (Kobayashi, 1967) по кембрию, Р. М. Мян-

ниля (1966) по ордовику, А. Буко, В. Берри, Д. Джонсона (Boucot, Vergu Johnson, 1968) по силуру и нижнему девону, В. И. Устрицкого (1970) по верхнему палеозою и т. д. очень ярко свидетельствуют о том, что наибольшая специфика заключена в стратиграфии и параллелизации шельфовых фаций. Они, как и современные шельфовые фации, очень разнообразны по составу органического мира и одинаково подвержены сильному влиянию как климатических, так и историко-тектонических факторов. Именно в шельфовых фациях с их разнообразным бентосом возникает эффект резких стратиграфических границ, наблюдается быстрая смена фаунистических сообществ (точнее, палеоценозов) и кажется очень важным для фиксации стратиграфических рубежей привлечение комплекса признаков, знаменующих этапность геологической и биологической жизни бассейна. Все это типичные черты региональных стратиграфических разрезов.

Прямая корреляция шельфовых фаций различных климатических поясов и биогеографических провинций действительно трудна (достаточно сравнить соответствующие разрезы ордовика Русской и Сибирской платформ, Восточной Австралии и т. д.), но привлечение для этих целей пелагических групп фауны (граптолиты, аммоноидеи, планктонные микроорганизмы и др.) и выявление подлинно непрерывных морских разрезов (а они всегда монотонны) могут коренным образом изменить решение всей корреляционной проблемы. Поэтому нет никаких оснований для существования в общей (универсальной) стратиграфической шкале временно планетарных стратиграфических единиц (таких, как ярусы и хронозоны) и поясных или провинциальных, как бы прерывающих единую историческую систему подразделений на определенных уровнях, например, в некоторые эпохи преимущественного развития геократического режима (поздний карбон, ранний триас и др.). Какая-то одна из биогеографических систем подразделений неизбежно должна быть избрана в качестве стандартной со всеми прерогативами своих стратотипов. Критерий этого выбора только один — максимальное удобство для международной стратиграфической практики.

Понятие планетарности вообще является несколько условным. Ведь даже те ярусы, которые мы безоговорочно считаем планетарными (ландоверийский, франский, визейский, туронский и т. д.), не прослеживаются с легкостью по всем континентам, а биполярность (Штрейс, 1964) в развитии структур земной коры привела к тому, что стратиграфия гондванских континентов часто вообще несопоставима со стратиграфией Лавразии, которую мы только в силу нордической привычки называем планетарной. И не приходится говорить, как много еще скрыто от нашего взора водами мирового океана. Поэтому мне бы казалось более правильным подразделение общей шкалы не столько считать планетарными, сколько видеть в них средство для планетарной корреляции; покоясь на строгой и непрерывной последовательности своих стратотипов, они несут эту функцию как важнейшую в любых областях Земли.

Значительно более важным представляется вопрос об опорных разрезах стратиграфической корреляции (межрегиональной и межконтинентальной). В СССР работы по изучению опорных

разрезов уже успешно начались, и надо полагать, что аналогичные исследования займут центральное место в предстоящей международной программе по геологической корреляции. Судя по двенадцатилетнему опыту работы Международного комитета по силурийско-девонской границе, важнейшей частью намечаемых проектов должно быть установление не только соответствующего стратотипа границы на биостратиграфической основе, но и создание региональной системы эквивалентов стратотипа, которые могли бы быть опорными точками (уровнями) для стратиграфической корреляции в отдаленных регионах разных континентов. При этом я рискнул бы сказать, что при выборе новых стратотипов границ и подразделений старых систем (а это, как видим, приходится делать!) нам не следует уходить, без острой необходимости, за пределы Европы — «стратотипического континента». Большая дисперсия стратиграфических эталонов общей стратиграфической шкалы только бы затруднила международную стратиграфическую практику, а погоня за лучшими стандартами не должна быть бесконечной.

Эквиваленты стратотипа за пределами стратотипической местности и даже на других континентах нередко называются (не без моей вины) парастратотипами (Lenz, 1969, и др.). Этимологически этот термин верен и в таком употреблении, но, строго говоря, нет уверенности в том, что опорные стратиграфические разрезы подразделений и опорные стратиграфические границы, устанавливаемые в разных областях мира, следует называть парастратотипами или плезео-гипостратотипами и т. д., так как эти термины возникли по аналогии с типами в биологической таксономии и в таком же смысле употребляются в современной стратиграфической литературе СССР, Франции и других стран. Речь идет о специфических региональных типах в стратиграфии, для которых, возможно, нужен особый термин.

Большим успехом Комитета по силурийско-девонской границе, одобренным Международной комиссией по стратиграфии в Праге в 1968 г., было принятие биологического принципа определения границ стратиграфических систем. Как известно, в отношении силура и девона такая граница была принята по подошве зоны *Monograptus uniformis*. Этот принцип мне представляется единственно верным, хотя в геологической литературе и даже в некоторых стратиграфических кодексах говорится о необходимости комплексного определения таких границ с учетом важных геологических событий на рубеже соответствующих периодов. Но дискуссионным оказался вопрос о том, необходимо ли иметь стратотип границы при биологическом принципе ее определения. Так, О. Валлизер считает, что зональное биохронологическое определение границы освобождает нас от обязательного указания района и точки в стратиграфическом разрезе, где бы фиксировался типовой стандарт биостратиграфической границы.

Подавляющее большинство стратиграфов СССР и других стран держится противоположного убеждения. Мы, действительно, практически не можем обойтись без таких стандартных эталонов ни в отношении самих стратиграфических подразделений, ни в отношении их границ. Со стратотипом зональной границы связана ведь и другая важнейшая биостра-

тиграфическая информация, использование которой резко усиливает корреляционное значение зоны. Кроме того, только материальный стратотип, с которым можно постоянно сверяться, может регламентировать сложный процесс стратиграфической корреляции и только в самом факте существования стратотипа заключается перспектива возможного совершенствования представления и о самой стратиграфической границе.

5. Наконец, несколько слов о правиле приоритета и его применении в стратиграфической практике. Должно быть очень строго определено, что правило приоритета распространяется только на охрану названия (номенклатуру) и совершенно не затрагивает стратиграфического содержания обозначаемого подразделения. Не должно существовать никаких официальных указаний, что изменение объема стратиграфического подразделения, например, на одну треть или на какую-то часть яруса обязательно влечет за собой изменение названия. Наша номенклатура и так переживает инфляцию, и мы поступим более мудро, если станем рекомендовать сохранение максимальной стабильности в названиях, даже при заметном изменении объема стратиграфических подразделений (это особенно относится к региональной стратиграфии), при условии, что это изменение разъяснено и одобрено авторитетной комиссией МСК СССР или его региональными подразделениями. Нашей стратиграфией утрачено множество превосходных стратиграфических названий только потому, что в перипетиях стратиграфической борьбы содержание многих номенклатурных понятий было окончательно запутано. Примером для нас всегда должна быть история названия силурийской системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Арсенал методов стратиграфии в широком смысле никогда не был так обширен, как в настоящее время. Для расчленения стратиграфических разрезов, их корреляции и определения относительного и абсолютного возраста различных стратиграфических подразделений оказалось возможным привлечь целый комплекс методов биологии, геологии, геохимии, геофизики и других наук о Земле, позволяющих вести оценку многочисленных историко-геологических и историко-биологических документов под одним углом зрения. Разнообразный подход к решению одних вопросов выработало вполне естественное представление о том, что стратиграфические подразделения должны иметь комплексное обоснование и что их корреляция требует привлечения всех доступных средств. Все это, безусловно, верно, и комплексная методика со все возрастающим успехом используется в региональной стратиграфической практике: в разработке очень детальных стратиграфических схем районов промышленного освоения, в разработке схем для крупномасштабного геологического картирования, унифицированных региональных стратиграфических схем, приложимых к древним седиментационным бассейнам различного географического ранга.

Однако, как мы видели из очень большого числа методов, часть которых достаточно тонко разработана (корреляция по терригенным ком-

понтанам, ритмичность осадконакопления, климатическая сезонность, тектоно-денудационные уровни, остаточная намагниченность пород, различные виды каротажа, палеоэкологические наблюдения и др.), для межрегиональной и межконтинентальной корреляции, создания универсальной хроностратиграфической шкалы и определения возраста отложений в системе относительных или абсолютных единиц, но в их непрерывной последовательности, пригодны только два метода — биохронологический и радиогеохронологический (ядерный). Данные по палеомагнетизму, палеовулканологии или палеоклиматологической синхронизации имеют значение дополнительных средств к двум основным методам построения шкалы и планетарной корреляции.

Но и последние два метода не являются конкурирующими, как многие ошибочно думают. Радиоактивный распад, хотя и протекает с постоянной скоростью и измеряется с помощью такой соблазнительной единицы времени, как год, нерасторжимо связан с радиоактивными породами и минералами, условия распространения которых в земной коре совершенно исключают непрерывность и равномерность получения хронологических данных. Долгоживущие радиоактивные изотопы химических элементов имеют неоценимое значение для конкретных датировок возраста горных пород и получения так называемых опорных дат (число их, как мы видели, и по сей день ничтожно) для общей хронологической шкалы истории Земли. Однако стратиграфическое и пространственное распространение источников радиоактивности таково, что оно не может обеспечить построения сколько-нибудь детальной шкалы времени, например, эквивалентной зональной шкале в биостратиграфии, и — самое главное! — стать основой корреляции с дробностью такого же уровня.

Положение могло бы измениться только в том случае, если бы пригодные для определения возраста радиоактивные минералы встречались в природе так же часто, как палеонтологические окаменелости, а стоимость определения, например, радиогенного аргона не превышала бы стоимости определения *Dictyonema flabelliforme*. Но возможно ли это?! Пока нет. И нет никаких реальных перспектив получить минимум опорных дат непосредственно с границ стратиграфических систем и их подразделений и охарактеризовать этими данными стратотипы общих подразделений шкалы. Между тем только такое сведение хроностратиграфической и радиогеохронологической шкал могло бы уравнивать их значение, но даже и в идеальном случае ни одна из шкал не отпала бы — слишком велико собственное научное и практическое значение каждой из них.

Таким образом, ведущее положение биохронологического метода в стратиграфии пока остается фактом. Более того, объектом биостратиграфии наряду с традиционным фанерозоем становится теперь и докембрий. Роль биостратиграфии одинаково велика как в региональной стратиграфии, так и в планетарной, где понятие биостратиграфической шкалы фактически сливается с понятием хроностратиграфической шкалы. Пока нельзя хроностратиграфическую шкалу наделить какими-либо специфическими или более универсальными качествами, помимо тех, которые ей прочно передала палеонтологическая методика в стратиграфии. Именно

это побудило Н. С. Шатского (1965, стр. 8) сказать так решительно, что биостратиграфия «определяет все развитие как региональной, так и общей геологии».

Вопрос о стратиграфических границах является важнейшим в стратиграфии и, следовательно, в биостратиграфии. Положение последней, кратко рассмотренное выше, позволяет считать решение проблемы стратиграфических границ прямо вытекающим из биохронологической методики определения и систематики геологического времени.

В региональной стратиграфии вопрос о границах сравнительно прост; чаще всего дело сводится к поискам хорошо картирующихся наиболее четких стратиграфических разделов (смена в составе пород, фациальные изменения, тектоно-денудационные перерывы, резкие изменения фаунистических или флористических комплексов и т. д.). Такковы границы основного подразделения в региональной стратиграфии СССР — свиты и аналогичного подразделения в американской стратиграфии — стратиграфической формации. Сравнение этих двух понятий не входит здесь в мою задачу, но хотелось бы сказать, что между ними нет той непреодолимо принципиальной разницы, о которой так много пишут и говорят. В этом отношении я вполне согласен с давно высказанными взглядами А. Н. Криштофовича (1945) и Б. М. Келлера (1950). Более или менее заметное скольжение границ одинаково характерно как для свиты, так и для стратиграфической формации, и трудно представить, что основной природный объект геологического картирования советские и американские геологи видят в принципиально разных региональных стратиграфических подразделениях.

Однако, когда речь идет о стратиграфических горизонтах, охватывающих большие площади древних бассейнов и опирающихся уже не столько на литостратиграфические, сколько на биостратиграфические критерии корреляционного обоснования, возникает значительно большая (иногда чисто психологически) уверенность в относительной устойчивости их границ. В такой же мере (или еще большей) это относится и к региональным биостратиграфическим зонам, которые не очень удачно называются у нас местными зонами.

Свиты, горизонты и т. д. — чисто региональные объекты стратиграфии, естественно отражающие определенную последовательность историко-геологических процессов региона. Нередко они с большими временными интервалами следуют друг за другом, занимая лишь отдельные уровни общего хронологического каркаса. Именно эта особенность определяет специфичность скачка в свойствах — фациальных, литологических, палеонтологических — на многих границах региональных стратиграфических подразделений. И именно этим порождено стратиграфическое язычество: вера чуть ли не в планетарную выдержанность резких стратиграфических границ. В действительности же чем стратиграфическая граница резче, тем она хуже как эталон хроностратиграфической границы. Такая граница просто не может претендовать на эту роль, так как почти всегда несет явный или заключает потенциальный хронологический пробел. Непонимание этого стратиграфического парадокса породило многие заблуждения в геологии вообще.

Биохронологические границы, значительно менее яркие, но не заключающие в себе такого риска «потери времени», представляют главный интерес для всех хроностратиграфических подразделений от зоны до эратемы (группы). Вопрос об их установлении как границ подразделений общей шкалы широко связан с представлением об этапности органической эволюции и о различном уровне ее выражения на границах разного ранга. Вероятно, в современной литературе наиболее полно вопрос об этапности развития органических форм и о его отношении к определению стратиграфических подразделений рассмотрен В. В. Меннером (1962). В его обзоре содержится весь наиболее интересный материал, накопленный главным образом нашими исследователями. В. В. Меннер выступает как убежденный защитник определяющей роли этапности развития жизни на Земле для характеристики подразделений общей шкалы, но он лишь отчасти касается наиболее острой проблемы современной стратиграфии — конкретного обоснования самих стратиграфических границ на базе этой этапности. Он справедливо говорит о чрезвычайной скудости полноценных фактических материалов для таких суждений и больше уделяет внимания общей картине этапности органической эволюции, ее связи с эволюцией абиотической среды, обоснованию синхронности этой этапности в континентальной и морской обстановках.

Два вывода следуют из его рассуждений. 1. Наиболее отчетливо этапность развития органического мира выступает в полузамкнутых и замкнутых бассейнах, где особенно ярко проявляется колебание физико-географических условий в жизни бассейнов; классические исследования Н. И. Андрусова (1918) и др. хорошо это иллюстрируют. В более слабой степени этапность прослеживается в развитии открытых, почти нормальных эпиконтинентальных бассейнов. Наиболее трудно она выявляется в океанических бассейнах, где замедлен процесс эволюции и где «можно выделить только гораздо более крупные этапы развития, выраженные значительно слабее» (Меннер, 1962, стр. 298). 2. Принимая этапность в развитии органических форм как планетарное явление, мы должны иметь в виду, что в одних местах этапность проявляется в изменении органических форм на уровне крупных биологических таксонов, а в других выражается всего лишь в смене видов и даже их разновидностей.

В первом из этих выводов содержится признание несомненной ценности этапности для региональной стратиграфии, из чего, в сущности говоря, и следовали главные достижения выдающихся работ Н. И. Андрусова (1918), В. П. Колесникова (1948), Б. П. Жижченко (1958) и многих других. Но второй вывод отнюдь не позволяет развить региональный стратиграфический успех до планетарного, так как критерий этапности в применении к мировому океану геологического прошлого, так же как и к основным континентальным блокам, утрачивает значение отчетливого критерия синхронности. Значение этапности в такой трактовке для определения планетарных границ выглядит как мираж.

Вместе с тем несомненно одно, что для определения основных границ хроностратиграфических подразделений представляют интерес только непрерывные морские монофациальные разрезы, где не наблюдается резких рубежей в смене экосистем, где сам ход эво-

людионного процесса отражается без гипнотизирующих стратиграфа сальтаций. Возможно, и в этих условиях удастся вскрыть какие-то общие, хотя и очень неяркие, закономерности эволюционного ритма (может быть, на основе климато-космических влияний, как полагает В. М. Познер), но современные способы биохронологического анализа не позволяют интерпретировать такие рубежи как выражение планетарной этапности в развитии органического мира. Более естественным пока представляется чисто практический взгляд биостратиграфа на морские монофациальные разрезы как лучшие объекты применения биологического принципа для определения границ хронозон, устанавливаемых по пелагическим группам организмов.

Необратимая этапность в развитии земной коры с чертами повтораемости, периодичности представляет собою едва ли не самую яркую особенность в развитии геологических процессов на Земле. В этой периодичности мы всегда видим восхождение, и каждый геологический период, эпоха лп, век неповторимо отличен от предшествующего или последующего. Очевидность этой развивающейся картины геологического прошлого столь велика, что мы невольно хотим видеть всеземную четкость и самих границ между этапами — действительно реальными и разными по своему значению. Но дело обстоит совсем не так просто, когда мы эту задачу пытаемся перевести из идеальной постановки в плоскость конкретного стратиграфического решения и обязательно однозначного, так как ни цели геологической хронометрии, ни цели геологического картирования не позволяют иметь даже двух вариантов границы.

Хорошо всем известные поиски рациональных стратиграфических границ не один раз приводили геологов к мысли о необходимости выделять спорные промежуточные стратиграфические комплексы (переходные толщи) в самостоятельные подразделения, например, такой последовательности: кембрий — тремадок — ордовик — верхний ашгилл — силур — даунтон (или еще шире: силурон) — девон и т. д. В известной мере это представление отражено в интересной книге А. и Ж. Термье (H. et G. Termier, 1964). Кажется, однако, что «буферная стратиграфия» совершенно не снимает проблемы стратиграфических границ, а только их множит: ведь проблема границы тремадока и аренига или даунтона (прижидола) и жедина и т. д. все равно остается. Очевидно, исследовательская и практическая мысль стратиграфов должна быть направлена на обоснование критериев только монотипических границ между хроностратиграфическими подразделениями.

В двенадцатилетнюю работу по проблеме границы силура и девона были вовлечены многие десятки лучших специалистов 22 стран мира и всех континентов, и эта работа шла направленно, комплексно и организовано. В международных программах стратиграфических исследований мы не знаем другого примера столь тщательного подхода к решению одного, но в методическом отношении фундаментально важного вопроса. Как известно, эти усилия завершились принятием границы силурийской и девонской систем по границе двух смежных граптолитовых зон: *Monograptus transgrediens*/*Monograptus uniformis*. Решение проблемы свелось, таким образом, к наиболее удобному выбору, максимально облегчающему

международную стратиграфическую практику. И только! Но это отнюдь не означает, что этапность в развитии органического мира в силурийском и девонском периодах была отброшена как иллюзия.

Этапность развития органического мира — прочно установленный факт. Она подтверждена превосходными исследованиями как на примере развития различных филумов (фораминифер, кораллов, амmonoидей, брахиопод, трилобитов и т. д.), так и на примере истории формирования биогеоценологических систем различных геологических периодов. Но формирование биологического своеобразия каждой геологической эпохи — есть процесс, и как бы ни сближались на определенных уровнях времени более или менее ярко выраженные переломные моменты в истории отдельных филумов и экосистем, они никогда не совпадут в условиях устойчивой среды. Мы же стремимся найти только один раздел, т. е. прервать процесс. Другим образом нельзя и поступить, если ставится задача установить границу в непрерывно развивающейся системе.

Органическая эволюция не только необратима (чему не противоречит подвижность микромутаций), но и неравномерна. Поскольку это аксиома, то биостратиграфы, использующие в своей практике различные группы организмов, нередко предлагают и различные биостратиграфические границы между подразделениями хроностратиграфической шкалы, и еще чаще — в региональных биостратиграфических схемах. Теоретически в этих действиях нет ничего противоречащего природе, поскольку затрагивается неравномерный процесс эволюции в необозримом потоке эволюционирующих форм. Можно сказать больше: историческая геология и историческая биология никогда так не нуждались в накоплении точнейших фактических данных по этому вопросу, так как лишь они могут приблизить нас к пониманию истинного содержания переходных моментов между теми явлениями в органической эволюции, которые мы определяем как этапность. Сравнительное изучение биомер (Palmer, 1965; Longacre, 1970), вероятно, более всего содействовало бы достижению такой цели. Но все это, конечно, не означает, что в биостратиграфии должны существовать ступенчатые границы между подразделениями, о чем справедливо писал Д. П. Найдин (1959).

При региональных биостратиграфических исследованиях данные о неравномерном развитии отдельных групп древних организмов и о различных уровнях этого развития находят широкое использование в комплексной палеонтологической характеристике стратиграфических подразделений. Методика этих исследований хорошо отражена в ряде биостратиграфических руководств. Но необходимо подчеркнуть еще раз, что при всем значении палеонтологического комплекса для характеристики как региональных, так и хроностратиграфических подразделений границы последних должны устанавливаться по данным изучения только одной какой-либо группы, иначе возникнет несколько границ, что совершенно недопустимо. Вполне естественно, что руководящая роль среди этих групп морской фауны должна принадлежать пелагическим и планктонным организмам, способным к широкому и быстрому расселению (или пассивному разносу) и быстрой изменчивости во времени. Биохронология, основанная на таких группах, получила в немецкой литературе на-

звание ортохронологии (Schindewolf, 1950 и др.). Выбор указанной выше зональной границы силура и девона целиком основан на ортохронологической методике.

Вполне закономерно, что проблема границ в системе хроностратиграфических подразделений оказалась теснейшим образом связанной с понятием зоны или хронозоны, которая после работ Д. Л. Степанова (1958) нередко также называется оппельзоной. Литература, посвященная зональной стратиграфии, огромна, но, пожалуй, только в последние годы, когда с особой остротой была поставлена проблема границ стратиграфических систем, стала в полной мере вырисовываться фундаментальная роль зоны как основы всей общей стратиграфической шкалы и вместе с тем как инструмента наиболее дробной планетарной стратиграфической корреляции. В советской литературе эти важнейшие качества зоны, хотя и несколько по-разному, были недавно показаны в очень содержательных исследованиях В. Н. Сакса (1962), В. И. Бодылевского (1964), Г. П. Леонова и др. (1965), Д. М. Раузер-Черноусовой (1967), М. С. Месежникова (1969), В. А. Крашенинникова (1969) и многих других.

Вместе с тем дискуссия о пространственном значении подразделений общей шкалы, о географической устойчивости их границ совершенно не снята. Одни исследователи планетарными продолжают считать лишь эратемы (группы) и системы, другие добавляют к ним подразделения третьего порядка — отделы (серии в западной литературе); в отношении ярусов и зон мнения расходятся еще больше. Однако если мы признаем, что границы смежных стратиграфических систем могут быть определены только как границы смежных зон (верхней зоны, подстилающей системы, и нижней зоны, перекрывающей, а сумма последовательных зон (хронозон) без всяких пробелов образует истинные объемы ярусов и отделов), то предмет дискуссии отпадает. Система, отдел, ярус, зона автоматически становятся подразделениями планетарного значения. Этот вывод кажется безальтернативным, так как в хроностратиграфии нет элементарной единицы более универсальной, чем зона, и нет метода, более эффективно обеспечивающего планетарную корреляцию, чем биохронология.

Следует сделать и еще один вывод из всех приведенных рассуждений. Этапность развития органического мира как процесс не может быть непосредственно использована при практическом определении стратиграфических границ подразделений общей шкалы, и неверно, что возрастающему рангу этих границ отвечает соответствующее изменение и в ранге биологических таксонов. На всех уровнях иерархической системы стратиграфии фанерозоя границы подразделений должны определяться лишь видовыми зонами, независимо от заключенного в них рангового разнообразия таксонов других (незональных) групп фауны. Только, придерживаясь этого принципа, можно сохранить цельность и устойчивость хроностратиграфической шкалы. Этапность развития органического мира — важнейшее, но совершенно особое явление.

Эту мысль можно было бы иллюстрировать еще таким примером. Мы отлично знаем, что феодализм сменился буржуазным обществом и

что на рубеже крушения одного и становления другого возникла эпоха, получившая название Ренессанса. Эта эпоха — многообразная объективная реальность, но ее границы достаточно подвижны и условны. Однако если бы в практических целях оказалось совершенно необходимым определить жесткие хронологические границы Ренессанса, то нам, возможно, не оставалось бы ничего другого, как связать его начало (нижнюю границу) с рождением Петрарки — 1304 годом.

Между хроностратиграфической шкалой и этапностью органической эволюции существуют примерно такие же отношения.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Взаимоотношения Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху.— Изв. Российской АН, сер. 6, т. 12, № 8, 1948.
- Бодылевский В. И. О стратиграфической зоне.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 102, 1964.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ, 1960.
- Вахрамеев В. А., Добрускина И. А., Заклинская Е. Д., Мейен С. В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 208. М., «Наука», 1970.
- Гурари Ф. Г. и Халфин Л. Л. Реформа правил стратиграфической классификации необходима.— Геология и геофизика, 1966, № 4.
- Жамойда А. И. Основные вопросы стратиграфической терминологии и номенклатуры.— В кн.: «Геологическое строение СССР», т. V. М., «Недра», 1969.
- Жамойда А. И., Ковалевский О. П., Моисеева А. И. Обзор зарубежных стратиграфических кодексов. М., «Наука», 1969.
- Жижченко Б. П. Принципы стратиграфии и унифицированная схема деления кайнозойских отложений Северного Кавказа и смежных областей. М., Гостехиздат, 1958.
- Зубаков В. А. Планетарная последовательность климатических событий и геохронологическая шкала плейстоцена.— В кн. «Чтения памяти Л. С. Берга». М., «Наука», 1968.
- Келлер В. М., Стратиграфические подразделения.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 6.
- Колесников В. П. Сингенетические схемы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIII, вып. 3, 1948.
- Косыгин Ю. А. Тектоника, М., «Недра», 1969.
- Крашенинников В. А. Географическое и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в отложениях палеогена тропической и субтропической областей.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 202. М., «Наука», 1969.
- Криштофович А. Н. Унификация геологической терминологии и новая система региональной стратиграфии.— Матер. ВСЕГЕИ, Палеонтол. и стратигр., сб. 4, 1945.
- Крымгольд Г. Я. О значении некоторых позятий в стратиграфии.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 102, 1964.
- Либрович Л. С. и Овечкин Н. К. Задачи и правила изучения и описания стратотипов и опорных стратиграфических разрезов. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Леонов Г. П., Алимарина В. П., Найдин Д. П. О принципе и методе выделения ярусных подразделений эталонной шкалы.— Вестн. МГУ, № 4, сер. 4. Геология, 1965.
- Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 65, 1962.
- Месежников М. С. Зональная стратиграфия и зоогеографическое районирование морских бассейнов.— Геология и геофизика, 1969, № 7.
- Миклухо-Маклай А. Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ, 1963.
- Мяниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, «Валгус», 1966.

- Найдин Д. П. О границах стратиграфических подразделений.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIV, вып. 3, 1959.
- Наливкин Д. В. Стратиграфия в СССР.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. LIII, вып. 2, 1967.
- Никитин С. Н., Чернышев Ф. Н. Международный геологический конгресс и его последние сессии в Берлине и Лондоне.— «Горн. ж.», т. 1, СПб., 1889.
- Проблемы стратиграфии.— Тр. СНИИГиМС, вып. 94. Новосибирск, 1969.
- Радченко Г. П. Ярусы провинциальных стратиграфических шкал для континентальных отложений и корреляции последних с морскими отложениями.— Геологическое строение СССР, т. V. М., «Недра», 1969.
- Раузер-Черноусова Д. М. О зонах единых и региональных стратиграфических шкал.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1967.
- Ротай А. П. Палеонтологический метод и проблема вида в стратиграфии. Изд-во Киевского ун-та, 1962.
- Садыков А. М., Система универсальной стратиграфической классификации.— Изв. АН КазССР, сер. геол., № 1, 1969.
- Сакс В. Н. О возможности применения общей стратиграфической шкалы для расчленения юрских отложений Сибири.— Геология и геофизика, № 5, 1962.
- Соколов Б. С. Поздний докембрий и палеозой Сибири (некоторые общие вопросы стратиграфии).— Геология и геофизика, № 10, 1967.
- Соколов Б. С. Развитие органического мира на рубеже докембрия и кембрия и вендско-кембрийская граница.— В сб. «Тезисы докладов Всесоюзного совещания по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия». Уфа, 1967.
- Соколов Б. С. Стратиграфические границы нижнепалеозойских систем. МГК, XXIII сессия. Докл. советских геологов, проблема 9. «Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы». М., «Наука», 1968.
- Соколов Б. С. Палеонтологические данные о древнейших представителях органического мира океана (хронология важнейших таксонов).— Океанология, № 5, 1969.
- Соколов Б. С. Новейшие данные об исследованиях по проблеме границы силура и девона.— Геология и геофизика, № 6, 1970.
- Соколов Б. С., Поленова Е. Н. Граница силура и девона.— В кн. «Биостратиграфия пограничных отложений силура и девона». М., «Наука», 1968.
- Степанов Д. Л. Принципы и методы биостратиграфических исследований.— Тр. ВНИГРИ, вып. 113. Л., 1958.
- Степанов Д. Л. Об основных принципах стратиграфии.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1967.
- Стерлин Б. П., Зиновьев М. С., Мигачева Е. Е. О подразделениях общей и местной стратиграфической шкал.— Сов. геология, № 1, 1969.
- Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. МСК СССР. М., «Недра», 1965.
- Стратиграфическая классификация и терминология. Под ред. А. П. Ротай. МСК СССР. М., 1969.
- Тихомиров С. В. О главных вопросах стратиграфии.— Изв. вузов. Геология и разведка, № 5, 1968.
- Устрицкий В. И. Зоогеография позднепалеозойских морей Сибири и Арктики.— Тр. НИИГА. Уч. зап. «Палеонтология и биостратиграфия», вып. 29, 1970.
- Халфин Л. Л. О тектоно-стратиграфическом направлении в геологии и принципах стратиграфии.— В кн. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Изд-во АН КазССР, 1960.
- Шатский Н. С. Геология. Избр. тр., т. IV. М., «Наука», 1965.
- Штрейсе Н. А. О происхождении Гондваны. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов, проблема 9. М., «Наука», 1964.
- Юферев О. В. Карбон Северо-Востока СССР. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1969.
- Wiscot A. J., Berry W. B. N., Johnson J. G. The crust of the Earth from a Lower Paleozoic point of view. The history of the Earth's crust. Princeton Univ. Press, 1968.
- Code of Stratigraphic Nomenclature.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 45, № 5, 1961.

- Dollo L. La paléontologie éthologique.—Bull. Soc. Belge de geol., de paléontol. et d'hydrologie, t. XXIII, 1909.
- Hedberg H. D. (Ed). Definition of Geologic Systems. Intern. Geol. Congress. Rep. of the Twenty-Second session, Part. XVIII. New Delhi, 1964.
- Hedberg H. D. Chronostratigraphy and biostratigraphy.—Geol. Mag., v. 102, № 5, 1965.
- Holland C. H. Stratigraphical classification.—Sci. Progress, v. 52, № 207, 1964.
- Jeletzky J. A. Paleontology, basis of practical geochronology.—Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. v. 40, 1956.
- Kobayashi T. Concept of Time in Geology, 1.—Proc. Imp. Acad. Tokyo, v. 20, № 7, 1944.
- Kobayashi T. The Cambrian of Eastern Asia and other parts of the continent.—Journ. Fac. Sci. Univ. of Tokyo, sect. II, v. XVI, part 3, 1967.
- Lenz A. C. Preliminary submission for Silurian-Devonian boundary Stratotype. Royal Creek Area, Northern Yukon.—Geol. Newsletter, № 4, 1969.
- Longacre S. A. Trilobites of the Upper Cambrian Ptychaspid biomere Wilberns formation, Central Texas.—Journ. of Pal., v. 44, Suppl. to № 1, 1970.
- Oppel A. Die Juraformation Englands, Frankreichs und südwestlichen Deutschlands. Stuttgart, 1856—1858.
- Palmer A. R. Biome—A new kind of biostratigraphic unit.—Journ. of Pal., v. 39, № 1, 1965.
- Schenck H. G. Guiding principles in stratigraphy.—Journ. Geol. Soc. of India, v. 2, 1961.
- Schenck H. G. and Muller S. M. Stratigraphic terminology.—Bull. Geol. Soc. Amer., v. 52, № 9, 1941.
- Schindewolf O. H. Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie. 3 Aufl, 1950.
- Schindewolf O. H. Stratigraphische Methodik und Terminologie.—Geol. Rundschau, B. 49, H. 1, 1960.
- Shaw A. B. Time in stratigraphy. N.-Y.—London, 1964.
- Störmer L. Concepts of stratigraphical classification and terminology. Earth-Sci. Rev., № 1, 1966.
- Teichert C. Some biostratigraphical concepts.—Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, № 1, 1958.
- Termier H. et G. Les temps fossilifères. I: Paléozoïque inférieur. Paris, 1964.
- Weller M. J. Stratigraphic principles and practice. N.-Y., 1960.
-
-

В. Н. САКС, В. А. БАСОВ, А. А. ДАГИС, А. С. ДАГИС,
В. А. ЗАХАРОВ, Е. Ф. ИВАНОВА, С. В. МЕЛЕДИНА,
М. С. МЕСЕЖНИКОВ, Т. И. НАЛЬНЯЕВА, Н. И. ШУЛЬГИНА

ПАЛЕОЗООГЕОГРАФИЯ МОРЕЙ БОРЕАЛЬНОГО ПОЯСА В ЮРЕ И НЕОКОМЕ

Палеозоогеографический анализ приобретает все большее значение. Без него оказываются невозможными межрегиональные стратиграфические корреляции и разработки детальных стратиграфических схем, столь необходимых для крупномасштабных геологических съемок. Он ложится в основу палеогеографических реконструкций, приобретающих важнейшую роль при прогнозах осадочных полезных ископаемых.

Авторы поставили своей задачей освещение палеозоогеографии бореальных морских бассейнов, окружавших северный полюс. Эти бассейны в юрское и неокомское время были заселены фауной, отличной от той, которая обитала в Тетисе, на периферии Тихого океана и в южном полушарии. Как показал Р. Стивенс (Stevens, 1967), выделяются две основные для морей мезозоя палеозоогеографические единицы — бореальная в циркумполярной зоне и тетическая, обнимающая приэкваториальную зону и южное полушарие.

В начале юрского периода дифференциация бореальной и тетической фаун допускала разделение их на уровне лишь палеозоогеографических областей, в дальнейшем, в позднем плинсбахе, дифференциация еще более возросла. внутри Бореальной области обособились отдельные провинции. В средней юре различия между бореальными и тетическими фаунами стали настолько резкими, что приходится выделять, следуя терминологии О. В. Юферева (1969), Бореальный и Тетический палеозоогеографические пояса. С начала поздней юры внутри Бореального пояса наметились уже две области — Арктическая вокруг полюса и Бореально-Атлантическая в основном в европейских акваториях. Эти области сохраняются до готерива включительно.

Бесспорно, разделение Бореального пояса на области и провинции оказывается возможным и обоснованным лишь в тех пределах, какие допускает уровень наших знаний в настоящее время. В дальнейшем по мере накопления новых фактических данных предлагаемая схема должна подвергнуться известным уточнениям и исправлениям. Границы палеозоогеографических областей и провинций, а равно и Бореального

пояса в целом внутри водных бассейнов можно проводить лишь со значительной долей условности. Как правило, изменения фаунистических комплексов в морях осуществляются постепенно и потому зоогеографические границы можно лишь намечать, стараясь ориентироваться на преобладание групп фауны, свойственных той или иной зоогеографической единице.

Приходится также считаться с тем, что по различным систематическим группам фауны, особенно по бентосу и свободно плавающим организмам, палеозоогеографические границы нередко не совпадают. При районировании авторы старались учитывать данные, получаемые по всем основным группам морской фауны (аммониты, белемниты, двустворки, брахиоподы, фораминиферы), особо оговаривая случаи существенного расхождения этих данных. Наконец, следует отметить то, что предлагаемый ниже палеозоогеографический обзор касается только мелководных морей (с глубинами в основном менее 200 м), поскольку о более глубоководных бассейнах мезозоя почти ничего не известно.

Арктический бассейн в юре и неокоме имел постоянные связи с Атлантикой и Тихим океаном. Это доказывается общностью развития морских фаун и присутствием в них, наряду с различиями, ряда общих элементов. Из Атлантики в Арктический бассейн поступало теплое течение, определившее большее богатство и разнообразие бореальных фаун в приатлантической части Арктики. Установленное еще В. И. Бодылевским (1957) постепенное обеднение и изменение южных фаун по направлению на север полностью исключает предположение А. Халлама (Hallam, 1969) о том, что разделение юрских бореальных и тетических фаун обуславливалось отклонениями в солености приполярных морских бассейнов. Все приведенные ниже фактические данные убедительно говорят о том, что дифференциация фаун определялась различиями в температурном режиме вод приэкваториальной и приполярной зон земного шара в мезозое.

Как показывают имеющиеся палеомагнитные данные (Русаков, 1969), а в еще большей степени положение границ палеозоогеографических в морях и палеофитогеографических на суше, в юре и неокоме северный полюс был смещен по сравнению с современным в сторону Тихого океана. Однако он все же находился севернее Берингова пролива. Если многие палеомагнитные определения и указывают на нахождение магнитного полюса в юрском периоде на северо-востоке Азии или в северной части Тихого океана, то границы палеобиогеографических областей, протягивающиеся в пределах Евразии в восточно-юго-восточном направлении, это целиком опровергают. Географический полюс, во всяком случае, не мог располагаться южнее широты Берингова пролива.

РАННЯЯ ЮРА

Морские бассейны в северном полушарии к северу от Тетиса в начале юрского периода имели широкое развитие в Западной Европе, на Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР. Они существовали на севере

Аляски, на севере Канадского архипелага, в Западной Канаде и на северо-западе США. На северо-востоке Азии они были унаследованы с конца триаса (рэта), но в большей своей части образовались (после перерыва) в начале лейаса.

К началу лейаса приурочена и резкая вспышка в формообразовании аммоноидей. Вспышка совпала с широким географическим распространением и заселением аммоноидеями свободных экологических зон. Так, род *Psiloceras* известен на всех континентах, где обнаружены следы геттангской трансгрессии. В более высоких горизонтах нижнего лейаса Тетиса и бореальных районов (Ефимова и др., 1968; Fretbold, 1964a; Fretbold, Tirper, 1967, и др.) также встречаются вполне сопоставимые комплексы аммоноидей. По сравнению с Тетисом бореальные районы в раннем лейасе характеризуются лишь более обедненными комплексами аммонитов. В арктических и прилегающих к ним районах Сибири и Северной Америки состав комплексов все более обедняется вплоть до раннего плинсбах.

Белемниты (*Cylindroteuthacea*), присутствующие в геттанге и уже широко развитые в синемюре и особенно плинсбахе Северо-Западной Европы, в арктические районы Сибири и Америки в это время практически не проникают (Сакс, Нальняева, 1970). Известны только редкие и зачастую недостоверные находки ростров в синемюре бассейна Лены, Японии, Арктической Канады и Британской Колумбии. Если судить только по аммонитам, в геттанге, синемюре и раннем плинсбахе в силу незначительности отличий их таксономического состава могут быть выделены лишь две провинции — Тетическая и Бореальная. При этом Северо-Западная Европа должна включаться в состав Тетической провинции, но присутствие белемнитов резко отличает ее от собственно тетических бассейнов. Только в плинсбахе западноевропейский комплекс белемнитов заселяет моря Южной Европы, Кавказа и Северной Америки, не проникая, однако, в южноазиатские и тихоокеанские воды (исключая юг Южной Америки). Следовательно, по белемнитам должна выделяться особая провинция в границах Северо-Западной Европы в геттанге и синемюре и всей Западной и Южной Европы и Северной Африки, а также, по-видимому, Аргентины в плинсбахе.

Более существенные отличия в геттанге — раннем плинсбахе бореальных морей по сравнению с Тетисом намечаются по бентосу (Дагис, 1968; Ефимова и др., 1968). Наряду с обеднением фауны здесь фиксируется широкое развитие эндемичных групп: *Ochotorhynchiidae* среди брахиопод, *Otapiria* среди пелеципод и др.

Род *Otapiria* в раннем лейасе был свойствен всему Тихоокеанскому бассейну; он известен в Новой Зеландии, Новой Каледонии (Marwick, 1953) и на Северо-Востоке СССР (Захаров, 1962; Ефимова и др., 1968). Соответственно приходится, суммируя данные по всем группам, с раннего лейаса выделять две палеозоогеографические области — Бореальную и Тетическую, различая в последней Средиземноморскую и Индо-Тихоокеанскую провинции.

Заметное расширение площади моря на севере Сибири и на Дальнем Востоке устанавливается в середине плинсбаха, перед началом домерско-

го времени. Начиная с позднего плинсбаха происходит также резкая и существенная дифференциация аммоноидей. В это время достаточно четко выделяются два типа фауны аммоноидей, приуроченные к разным акваториям. Это, во-первых, тетические районы, в которых основную роль в сообществах аммоноидей играют *Arieticeratinae*, ряд специфических родов *Harpoceratinae* (*Fucinieras*, *Protogrammoceras*) и *Eoderoceratidae* (*Diaphorites*, *Pinulites*), а также *Lytoceratacea*. Этого типа фауна наиболее полно изучена в Италии и Сицилии, затем была прослежена в других южных районах (Северная Африка, Южная Франция, Анатолия, Закавказье, Индонезия, Япония, Невада, Орегон, Мексика, Аргентина).

Во-вторых, это северные районы, в которых широко распространены и обычно доминируют представители семейства *Amaltheidae*. Рассматриваемые разные типы фауны аммоноидей позволяют уже и по аммонитам выделить в домере Тетическую и Бореальную области.

В пределах Бореальной области в домере могут быть установлены три провинции:

1. Бореально-Атлантическая, включающая Северо-Западную Европу и простирающаяся через Северные Альпы и Балканы (Болгария) до Северного Кавказа. Эта провинция характеризуется широким развитием видов родов *Amaltheus* и *Pleuroceras* и присутствием отдельных видов преимущественно тетических родов (*Arietieras*, *Fucinieras* и др.). Только этой провинции свойственно, как уже указывалось, широкое развитие в плинсбахе белемнитов (*Passaloteuthinae*, *Nannobelinae*, *Hastitinae*).

2. Арктическая, в которой известен только род *Amaltheus*, представленный в значительной мере эндемичными видами. Кроме Сибири, к этой провинции могут быть отнесены арктические районы Америки. Из двустворок особенно обильны в Арктической провинции *Harpax*.

3. Бореально-Тихоокеанская, охватывающая Южную Аляску и Британскую Колумбию, куда из бореальных районов проникают и широко распространяются виды рода *Amaltheus*, а из южных областей — отдельные *Arieticeratinae* (рис. 1). Проблематические указания на находки в этих районах рода *Pleuroceras* (Imlay, 1970б; Fiebold, 1970) требуют проверки. В Арктической и Бореально-Тихоокеанской провинциях в позднем плинсбахе белемнитов не было, они появляются, судя по сибирским разрезам, только в самом конце его.

Сходная картина зоогеографической дифференциации сохраняется и в раннем, и в среднем тоаре (Whitbyan), хотя в это время намечается некоторое сглаживание таксономических различий фаун разных областей (рис. 2). В Тетисе в раннем тоаре преобладают своеобразные *Hildoceratidae* (*Mercaticeras*, *Bouleiceras*); среди дактилоцератид — роды *Nodicoeloceras*, *Peronoceras*, *Transicoeloceras*. Индикаторами Бореальной области являются роды *Tiloniceras*, *Eleganticeras*, *Kedonoceras*, *Pseudomercaticeras*. В среднем тоаре преимущественно бореальным следует считать род *Zugodactylites*. Крайне характерно для бореальных районов отсутствие целого ряда южных форм.

В раннем и среднем тоаре в Бореальной области могут быть выделены две провинции:

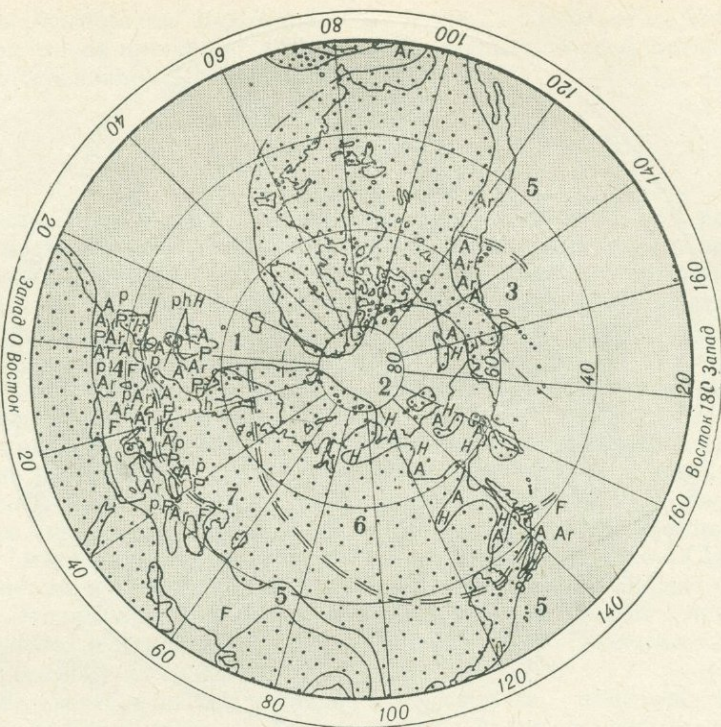


Рис. 1. Палеобиогеографическое районирование северного полушария (к северу от 20-й параллели) в позднем плинстахе (домере).

Белое — моря, крап — суша. Двойные прерывистые линии — границы палеобиогеографических областей, прерывистые линии — границы провинций. 1—3 — Бореальная палеозоогеографическая область: 1 — Бореально-Атлантическая провинция, 2 — Арктическая провинция, 3 — Бореально-Тихоокеанская провинция; 4—5 — Тетическая палеозоогеографическая область: 4 — Средиземноморская провинция, 5 — Индо-Тихоокеанская провинция; 6 — Сибирская палеофлористическая область; 7 — Индо-Европейская палеофлористическая область.

Распространение наиболее характерных групп морской фауны. Аммониты: А — *Amalteus*, Р — *Pleuroceras*, Ar — *Arieticeratinae*, F — *Fuciniceras*. Белемниты: р — *Passaloteuthidae*, h — *Hastitinae*. Двустворки: Н — *Narparax*.

1. Бореально-Атлантическая, прослеживающаяся на востоке до Болгарии, где известны роды *Tiloniceras* и *Eleganticeras* (Сапунов, 1968). Она характеризуется большой примесью родов, широко распространенных в Тетисе и не проникающих в арктические районы (*Hildoceras*, *Pelopoceras* и др.). В этой провинции господствовал свой комплекс белемнитов с преобладанием *Megateuthinae* и *Hastitidae*.

2. Арктическая с обедненной фауной, относящейся к родам *Narparax*, *Tiloniceras*, *Eleganticeras*, *Dactylioceras*, *Zugodactylites*, *Pseudolioceras* и др. Кроме Сибири в эту провинцию следует включить, по всей вероятности, и североамериканские тоарские акватории до Британской Колумбии включительно, где были встречены роды *Tiloniceras* (*T. propinquum* на островах Королевы Шарлотты), *Narparax*, *Dactylioceras*. Белемниты в Арктической провинции в раннем и среднем тоаре были раз-

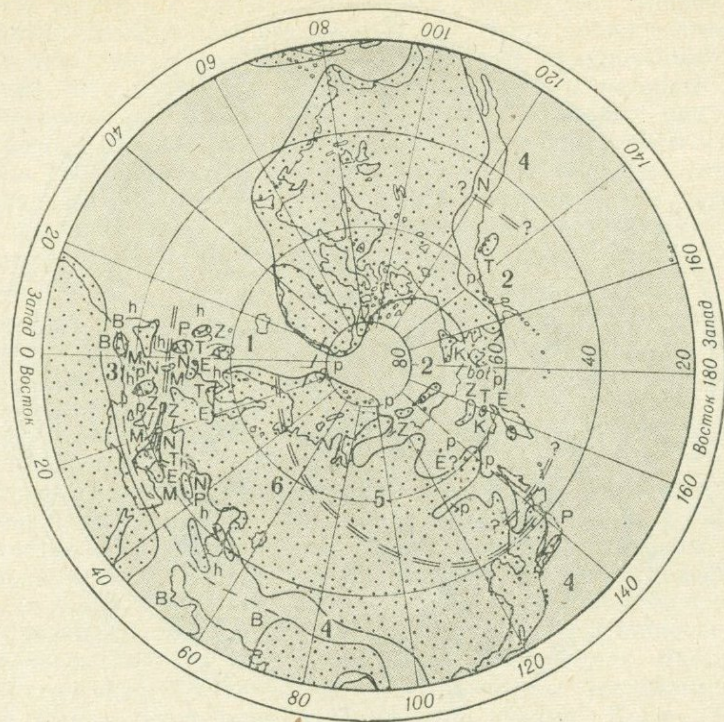


Рис. 2. Палеобиогеографическое районирование северного полушария (к северу от 20-й параллели) в раннем и среднем тоаре.

Условные обозначения см. рис. 1. 1—2—Бореальная палеозоогеографическая область; 1—Бореально-Атлантическая провинция, 2—Арктическая провинция; 3—4—Тетическая палеозоогеографическая область; 3—Средиземноморская провинция, 4—Индо-Тихоокеанская провинция; 5—Сибирская палеофлористическая область; 6—Индо-Европейская палеофлористическая область.

Распространение наиболее характерных групп морской фауны. Аммониты: E—*Elegantiaceras*, R—*Redonoceras*, T—*Tiltoniceras*, Z—*Zugodactylites*, N—*Nodicoeloceras*, M—*Merkaticeras*, P—*Peronoceras*, B—*Bouleiceras*. Белемниты: p—*Passaloteuthinae* и *Nannobelinae*, h—*Megateuthinae* и *Hastitidae*. Брахиоподы: bot—*Boreiothyridae*.

виты очень широко, но представлены группами, господствовавшими в Бореально-Атлантической провинции в плинсбах. Это *Passaloteuthinae* и *Nannobelinae*. Редкие *Hastitidae* появляются лишь в среднем тоаре. Из брахиопод отмечаются эндемики на уровне семейства (*Boreiothyridae*).

В позднем тоаре еще больше сглаживаются различия между фаунами Тетиса и Западной Европы и крайне резко обедняются и обособляются аммоноидеи Северной Сибири, Шпицбергена и Арктической Канады. Одновременно усиливается дифференциация комплексов белемнитов. В Арктической провинции появляются представители нового эндемичного семейства *Duvaliidae* (*Pseudodicoelitinae*), наряду с которыми все еще сохраняются потомки западноевропейских плинсбахских *Nannobeli-*

nae, *Passaloteuthinae* и *Hastitinae*. Напротив, в Бореально-Атлантической провинции по-прежнему доминируют *Megateuthinae* и новые формы *Hastitidae* (в основном *Rhabdobelinae*).

СРЕДНЯЯ ЮРА

В средней юре в Европе площадь моря сократилась, хотя расширился залив на Русской равнине, открытый к Тетису. Возможно, временами он соединялся на севере с областью Баренцева моря, затопленной, по-видимому, с бата или с байоса. В Сибири море покинуло Вилюйский и Бураинский заливы, но зато заняло новые участки на севере Западной Сибири. В Северной Америке залив Тихого океана к западу от Скалистых гор обособился, расширился к югу и одновременно соединился на севере с Арктическим бассейном (возможно, с байоса).

С начала среднеюрской эпохи фауна арктических морей стала отличаться еще более сильно выраженным эндемизмом. В раннем аалене резко обеднился комплекс аммонитов (только роды *Leioceras* и *Pseudolioceras* и в их числе эндемичные виды — *Ps. m'clintocki*). В позднем аалене комплекс аммонитов на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР, в Северной Сибири и Северной Америке окончательно обособился от европейского. Это выражается в появлении в позднем аалене эндемичных родов *Tugurites* и *Erycitoides* (Сей, Калачева, 1968; Калачева, Сей, 1970; Кошелкина, 1969).

Более своеобразным в аалене делается и комплекс белемнитов — с *Pseudodicoelitinae*, *Sachsibelus* и уже редкими потомками лейасовых *Passaloteuthinae*, *Nannobelinae* и *Hastitidae*. С начала ааленского века весьма специфическим становится в Сибири комплекс двустворок. Начинает интенсивно развиваться семейство *Retroceramidae*. Вместе с родом *Arctotis*, появившимся в позднем тоаре, оно преобладает в комплексах двустворок сибирского аалена.

В байосский век эндемизм фауны северных морей снова усиливается. На аммонитах это проявляется в их чрезвычайной качественной и количественной бедности. Байосские аммониты в Средней Сибири, кроме представителей *Phylloceratidae*, неизвестны. В Северо-Восточной Азии байосские аммониты представлены единичными находками *Arkelloceras* (*Stephanoceratidae*), *Chondroceras* (*Otoitidae*), *Bradfordia* (*Oppeliidae*) и *Phylloceratidae* (Ефимова и др., 1968), на Дальнем Востоке — единственной находкой *Stephanoceras* (Худолей и др., 1961), на Арктических островах Канады — *Arkelloceras* (*Stephanoceratidae*) и *Phylloceratidae* (Friebold, 1967).

Все эти, а также многие другие семейства и роды аммонитов образуют богатый комплекс в байосе Южной Аляски и внутренних районов США. Комплекс аммонитов здесь включает семейства *Sonniniidae* (*Sonninia*, *Withelia*), *Haploceratidae* (*Lissoceras*), *Oppeliidae* (*Oppelia*, *Oxycerites*), *Otoitidae* (*Otoites*, *Emilleia*, *Lemistephanus*, *Normannites*, *Sphaeroceras*, *Parachondroceras*), *Stephanoceratidae* (*Stephanoceras*, *Stemmatoceras*, *Teloceras*, *Parabigotites*, *Determmanites*, *Cadomites*, *Sohlites*,

Arkelloceras), *Strigoceratidae* (*Strigoceras*), *Phylloceratidae* (*Phylloceras*, *Macrophylloceras*, *Holcophylloceras*), *Cardioceratidae* (*Arctocephalitinae* — *Megasphaeroceras* и *Eocephalites*) (Imlay, 1964, 1967; Frebald, 1957, 1964б).

Аммонитовый комплекс в северных морях в значительной мере составляется семействами, общими с Западной Европой, Северной Африкой, Ближним Востоком, Кавказом, Крымом, Западной Австралией и Южной Америкой.

Однако есть отличия, выступающие уже на уровне семейств: в северных морях отсутствуют *Parkinsoniidae* и *Morphoceratidae*, характерные для байоса южных районов, и присутствуют *Cardioceratidae* (*Arctocephalitinae*), которые не встречаются в южных морях. Значительны отличия в родовом и главным образом в видовом составе комплекса: 2 рода и 37 из 49 видов в раннем байосе и 5 родов и все виды в позднем байосе являются эндемичными, известными только в пределах бореальных морей.

Эндемизм группы аммонитов высокого таксономического ранга (семейства) и высокая степень эндемизма родов и видов являются основанием для выделения в средней юре (с позднего аалена, а в окончательном виде с байоса) Бореального палеозоогеографического пояса на месте лейасовой Арктической провинции. Западноевропейская фауна в средней юре, особенно по аммонитам, явно тяготеет к Тетическому поясу. Из белемнитов в байосе Северной Сибири превалирует группа видов, близких к «*Mesoteuthis*» *bajosicus* Ivan., которая может быть выделена в подсемейства *Megateuthinae* в качестве нового рода, известного пока, кроме Сибири, в Поволжье. Сюда вид «*Mesoteuthis*» *bajosicus*, скорее всего, мог попасть с севера, через бассейн Печоры. В Северной Америке с байоса появляется новое семейство *Cylindroteuthidae*. Среди двустворок господствующей группой становится *Retroceramidae*. Последние известны в Северной Сибири, Северо-Восточной Азии, на Канадских Арктических островах и в Северной Аляске.

Внутри Бореального пояса распределение фауны тоже не остается постоянным. В североамериканских морях аммонитовый комплекс богат и разнообразен, встречаются представители *Cylindroteuthidae*; зато *Retroceramidae* известны лишь в Северной Аляске. В морях Северной Сибири, Северо-Востока и Дальнего Востока СССР и Северной Канады аммонитовый комплекс резко обеднен, белемниты представлены в основном «*Mesoteuthis*» ex gr. *bajosicus*, из двустворок широко распространены *Retroceramidae* и *Arctotis*.

Указанные различия являются основанием для выделения в Бореальном поясе в средней юре, начиная с байоса, одной зоогеографической области с двумя провинциями: Бореально-Тихоокеанской и Арктической (рис. 3). Судя по общим родам и видам аммонитов, встречающихся в отложениях байоса северо-восточных и дальневосточных областей Сибири и Северной Америки, миграция аммонитов в сибирские моря шла с востока, из морей Северной Америки. Не исключено также, что часть фауны мигрировала в бореальные моря с запада, из европейских морей.

В батский век эндемизм аммонитов в бореальных морях достигает

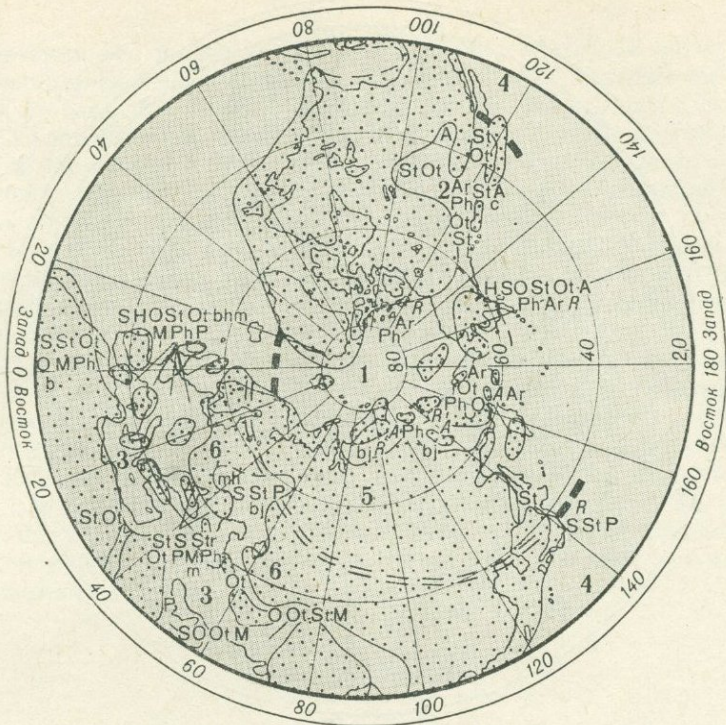


Рис. 3. Палеобиогеографическое районирование северного полушария (к северу от 20-й параллели) в байосе.

Белое — моря, крап — суша. Жирные прерывистые линии — границы палеобиогеографических поясов, двойные прерывистые линии — границы областей, прерывистые линии — границы провинций. 1—2 — Бореальный палеозоогеографический пояс. Бореальная область: 1 — Арктическая провинция; 2 — Бореально-Тихоокеанская провинция; 3—4 — Тетический палеозоогеографический пояс: 3 — Средиземноморская область, 4 — Индо-Тихоокеанская область; 5 — Сибирская палеофлористическая область; 6 — Индо-Европейская палеофлористическая область.

Распространение наиболее характерных групп морской фауны. Аммониты: Ag — *Arkelloceras*, A — *Arctocephalitinae*, S — *Sonniniidae*, H — *Haploceratidae*, O — *Oppeliidae*, Ot — *Otoitidae*, St — *Stephanoceratidae*, Sr — *Strigoceratidae*, P — *Parkinsoniidae*, M — *Morphoceratidae*, Ph — *Phylloceratidae*. Белемниты: b) — «*Mesoteuthis*» ex gr. *bajosicus*, c — *Cylindroteuthidae*, m — *Megateuthinae*, h — *Holcobelus*, b — *Belemnopsidae*. Двустворки: A — *Arctotis*, R — *Retroceramidae*.

максимума. Появившись в позднем байосе в Бореально-Тихоокеанской провинции, *Arctocephalitinae* распространились в Арктической провинции начиная предположительно с раннего бата. Роды *Boreiocephalites* в раннем (?) бате, *Cranoccephalites* в среднем и *Arctoccephalites* в позднем бате господствовали в арктических морях. Эти аммониты встречаются в Средней Сибири, на Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР, в Канаде, Восточной Гренландии и на Шпицбергене. Наряду с ними отмечаются также *Phylloceratidae*. В начале позднебатовского времени параллельно с *Arctoccephalites* распространились представители семейства *Oppeliidae* — род *Oxycerites*, установленный в Северной Сибири и Западной Ка-

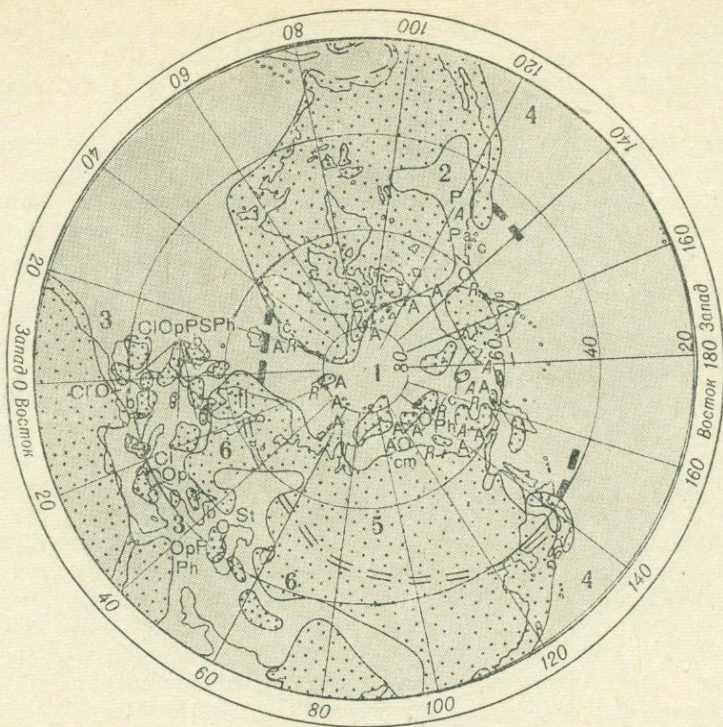


Рис. 4. Палеобиогеографическое районирование северного полушария (к северу от 20-й параллели) в позднем бате.

Условные обозначения см. рис. 3. 1—2 — Бореальный палеозоогеографический пояс, Бореальная область: 1 — Арктическая провинция, 2 — Бореально-Тихоокеанская провинция; 3—4 — Тетический палеозоогеографический пояс; 3 — Средиземноморская область; 4 — Индо-Тихоокеанская область; 5 — Сибирская палеофлористическая область; 6 — Индо-Европейская палеофлористическая область.

Распространение наиболее характерных групп морской фауны. Аммониты: А — *Arctocephalites*, Ра — *Paracephalites*, Ph — *Phylloceratidae*, Cl — *Clydoniceratidae*, Op — *Oppeliidae*, P — *Perispinctidae*, S — *Sphaeroceratidae*, St — *Stephanoceratidae*. Белемниты: с — *Cylindroteuthidae*, m — *Megateuthinae*, b — *Belemnopsidae*. Двустворки: А — *Arctotis*, R — *Retroceramidae*.

наде. Северосибирские оксидериты близки к позднебатским оксидеритам, развитым в Западной Европе, и имеют общие с ними формы (*O. cf. aspidoides*). С другой стороны, они близки к формам североамериканским. Основную массу в северосибирском комплексе оксидеритов составляют новые эндемичные виды. Представляется, что в начале позднего бата оксидериты проникли в Арктический бассейн из западноевропейских морей и расселились вдоль берегов Сибири, заходя также в североамериканские моря.

Заселение Арктического бассейна новыми эндемичными родами подсемейства *Arctocephalitinae* сопровождалось распространением здесь нового семейства белемнитов *Cylindroteuthidae* (роды *Cylindroteuthis* и *Pachyteuthis*). Видное место в комплексе фауны занимают *Retroceramidae* и *Arctotis*.

В батский век по распространению *Arctocephalitinae* четко обособляются границы Бореального пояса (примерно по современным параллелям 50-й на западе и 45-й на востоке). Фауна граничащих с Бореальным поясом Средиземноморской области в Европе и Индо-Тихоокеанской области в Тихоокеанском бассейне резко отличалась. Здесь совершенно нет *Arctocephalitinae* и *Cylindroteuthidae*. Первые замещаются разнообразным свойственным Тетису комплексом аммонитов из семейств *Oppeliidae*, *Perisphinctidae*, *Sphaeroceratidae*, *Stephanoceratidae* и других, вторые — *Megateuthinae* (*Megateuthis*) и *Belemnopsidae* (*Hibolites*, *Belemnopsis*). Только в Китае и Японию заходят *Arctocephalitinae* и *Retroceramidae*.

Внутри Бореального пояса (рис. 4) по-прежнему выделяется одна область и в ней две провинции — Арктическая и Бореально-Тихоокеанская — по распространению различных родов аммонитов: в Арктической провинции развиты роды *Boreiocephalites*, *Cranoccephalites* и *Arctocephalites*, в Бореально-Тихоокеанской — род *Paracephalites*. Арктическая провинция характеризуется также присутствием разнообразных видов *Retroceramidae* и *Arctotis*, которые неизвестны в пределах Бореально-Тихоокеанской провинции. Заметных различий среди белемнитов между обеими провинциями не установлено.

ПОЗДНЯЯ ЮРА

В келловее произошла крупная трансгрессия моря в Европе. Средне-Русское море соединилось с бассейном Баренцева моря на севере и с Польским бассейном на западе. Возможно, существовали проливы, соединявшие Средне-Русское и Западно-Сибирское моря. Последнее образовалось, по-видимому, в среднем келловее. В Северной Америке в келловее и оксфорде продолжал сохраняться обширный залив к западу от скалистых гор, соединившийся с Тихим океаном и Арктическим бассейном.

Келловейская трансгрессия обусловила широкую миграцию бореальных фаун на юг и значительное расширение границ Бореального зоогеографического пояса. В начале келловее (время *Macrocephalites macrocephalus* и *Arcticoceras kochi*) зоогеографическое районирование морских бассейнов еще сохраняет много общих черт с позднебатским временем. В пределах Бореального пояса наряду с новыми элементами (*Arctocephalitinae*, *Arcticoceras*) еще сохранялись последние *Passaloteuthidae* (*Megateuthis*). Но уже с середины раннего келловее бореальные фауны (*Cadoceratinae*, *Cylindroteuthidae*) проникают далеко на юг Западной Европы, доходя до Кавказа и Средней Азии. Одновременно происходит столь отчетливая дифференциация фаун внутри Бореального пояса, что с поздней юры правомерно выделение здесь двух областей — Бореально-Атлантической и Арктической.

В целом Бореальный пояс в келловее характеризуется преимущественным распространением из аммонитов *Cadoceratinae*, *Kosmoceratidae* и *Perisphinctidae*, из белемнитов *Cylindroteuthidae*. В Тетическом же поя-

се более широко представлены *Reineckeidae*, *Oppeliidae*, *Macrocephalitidae*, из белемнитов — *Belemnopsidae*. Внутри Бореального пояса достаточно четко выделяется Арктическая область, где распространены только *Cadoceratinae* и *Cylindroteuthidae*, и Бореально-Атлантическая область, представленная бассейнами, непосредственно примыкавшими с юга к Арктике, в которых наряду с *Cadoceratinae* и *Cylindroteuthidae* обитали многочисленные *Kosmoceratidae*, *Perisphinctidae*, а также менее многочисленные *Macrocephalitidae*, *Reineckeidae*, *Oppeliidae* и *Belemnopsidae*. Из *Cylindroteuthidae* только в этой области обитали подроды *Holcobeloides* и *Cylindroteuthis* s. str.

Структура Бореально-Атлантической области определялась сложными очертаниями морских келловейских бассейнов, характером их связей с бассейнами Южной Европы и отчасти влиянием арктических фаун. С учетом этих факторов в Бореально-Атлантической области возможно выделение провинций Западно-Европейской (охватывающей бассейны Северо-Западной Европы), Польской (Польша и Прибалтика; характеризуется большим количеством эндемичных *Kosmoceratidae*, сокращением числа *Perisphinctidae* и отсутствием *Cylindroteuthidae*) и Восточно-Европейской (Подмосковье, Поволжье и северо-восток европейской части СССР). Фаунистические ассоциации Восточно-Европейской провинции (*Cadoceratinae*, *Kosmoceratidae*, *Cylindroteuthidae*, *Hibolites*) обнаруживают и заметные связи с сибирскими морями (много общих видов *Cadoceratinae* и *Cylindroteuthidae*). Эти связи особенно сильны на севере Восточно-Европейской провинции, где может быть выделена Печорская подпровинция, в составе фауны которой в течение всего келловоя содержатся наряду с бореально-атлантическими формами (*Quenstedticeras*, *Kosmoceras*, *Keplerites*, *Peltoceras*, *Pleurocephalites krylowi*, *Holcobeloides*) типично арктические роды и виды (*Longaeviceras nikitini*, *L. keyserlingi*, *Arcticoceras ishmae* и т. д.). Это подтверждается и составом фораминифер, очень сходным в бассейне Печоры и в средней части Русской равнины.

К Бореально-Атлантической области в келловее должен быть отнесен, по-видимому, и Западно-Сибирский бассейн, судя по находкам *Kosmoceras*, *Quenstedticeras*, *Hibolites* и *Holcobeloides* (Сакс, Нальняева, 1966). Однако сведения о келловейских фаунах Западной Сибири еще настолько скудны, что более определенное суждение о них пока невозможно. По составу двустворок Восточную Гренландию, бассейн Печоры и Западную Сибирь больше оснований включать в Арктическую область. Фораминиферы Западной Сибири также тяготеют к Арктической области, но все же настолько отличаются от северосибирских, что можно выделять по ним особую Западно-Сибирскую провинцию.

Арктическая область в келловее характеризуется аммонитами родов *Arcticoceras*, *Cadoceras* и *Longaeviceras*, из белемнитов — *Pachyteuthis*. Присутствие в приатлантической части Арктики *Keplerites*, большое число эндемичных видов *Cadoceras* позволяют выделять здесь Гренландскую провинцию, включавшую также Шпицберген и Землю Франца-Иосифа. Полное отсутствие *Kosmoceratidae*, отмечаемое на севере Средней Сибири, и своеобразие многих видов *Cadoceras* является основа-

нием для выделения Северо-Сибирской провинции. Очень скудные находки келловейской фауны на Северо-Востоке СССР, на севере Аляски и Канады позволяют, главным образом по аналогии с более поздними отрезками времени, выделить особую Чукотско-Канадскую провинцию. Наконец, совершенно особняком находятся фауны Южной Аляски, Западной Канады, а также Юты, Аризоны и Невады (Imlay, 1953; Grebold, 1961, 1964). Своеобразие фаун, богатый по сравнению с Северной Сибирью систематический состав (*Cadoceras*, *Arcticoceras*, *Kosmoceras*, *Kepplerites*, *Lilloettia*, *Grossouvria*, *Oxycerites*, *Choffatia* и др.), а также высокий видовой эндемизм позволяют выделить в келловее Бореально-Тихоокеанскую провинцию, а может быть, даже особую область.

В конце бата и особенно в келловее качественно бедный бентос арктических морей средней юры значительно обогащается. Начиная с этого времени, бентос становится все более многообразным, и это многообразие сохраняется до неокома включительно. Тем не менее в течение поздней юры и раннего мела бентос Арктической области по систематическому составу оставался значительно менее разнообразным, чем бентос Бореально-Атлантической области и в особенности Тетического пояса (Захаров, 1966, 1970; Дагис, 1968).

Второй важной особенностью Арктической области является присутствие эндемичных групп высокого таксономического ранга среди макробентоса. Так, только в пределах Арктической области существовало эндемичное семейство брахиопод — *Boreiothyridae*. Впервые в раннем келловее появились на севере Сибири *Buchia* (Воронец, 1960)*. Позднеюрскую и раннемеловую донную фауну Арктики характеризуют многие десятки своеобразных эндемичных видов. По мере монографической обработки еще не изученных групп фауны следует ожидать выявления новых эндемичных таксонов.

Арктическую область в поздней юре В. А. Захаров (1970) разделяет на основании значительных различий в систематическом составе донной фауны на три подобласти: Чукотско-Канадскую (Северо-Восток СССР, Аляска и Северная Канада), Сибирско-Гренландскую (приатлантическая часть Арктики) и Бореально-Тихоокеанскую.

В келловее Сибирско-Гренландская подобласть разделяется В. А. Захаровым по двустворкам на две провинции: Восточно-Гренландскую и Печорско-Северо-Сибирскую. Восточно-Гренландское море по составу двустворок являлось переходным между бореальными и арктическими бассейнами, но ближе стояло к последним. Бентос в келловейском море бассейна р. Печоры был значительно беднее, чем в более южных морях на Русской равнине и на севере Западной Европы, поэтому Печорское море в келловее включено В. А. Захаровым в состав Арктической области.

Зоогеографическое районирование келловейского века в основном сохраняется в бореальных морях и в течение раннего оксфорда. Бо-

* Родовое название *Buchia* Rouillier, 1845 (типовой вид «*Avicula*» *mosquensis* Bush, 1844 имеет приоритет над *Aucella* Keyserling, 1846 (см. Постановление Международной комиссии по зоологической номенклатуре, № 492).

реальный зоогеографический пояс выделяется особенно четко по широкому распространению *Cardioceratidae*, *Cylindroteuthidae*, бухий. В Бореально-Атлантической области наряду с *Cardioceratidae* весьма обильны *Perisphinctidae*, полностью отсутствующие в Арктической области. Отличия в видовом составе фауны, отчетливое влияние средиземноморских элементов на состав фаунистических ассоциаций нижнего оксфорда Польши (обилие *Oppeliidae*, по Malinowska, 1963), заметное обеднение родового состава аммонитов и присутствие ряда сибирских видов *Cardioceras* в нижнем оксфорде Русской равнины позволяют выделять в Бореально-Атлантической области Западно-Европейскую, Польскую и Восточно-Европейскую провинции.

В Арктической области по-прежнему достаточно определенно очерчивается Северо-Сибирская провинция со своеобразным комплексом *Cardioceras* и *Goliathiceras*. По фораминиферам в Сибири могут быть выделены Западно-Сибирская и Северо-Сибирская провинции. Нижнеоксфордские отложения приатлантической части Арктики почти не изучены, вследствие чего какими-либо достоверными данными о существовании в раннем оксфорде Гренландской провинции мы не располагаем. Раннеоксфордские аммониты Северной Америки (Imlay, 1955; Grebold, 1964б) тоже представлены лишь двумя родами — *Cardioceras* и *Goliathiceras*, однако здесь почти нет видов, общих с сибирскими или западноевропейскими.

В оксфорде в связи с продвижением в Печорское море характерных бореальных родов и видов двустворок из Средне-Русского моря бассейн Печоры и по двустворкам отходит к Бореально-Атлантической области. На севере Средней Сибири в это же время появляется ряд видов двустворок, известных из более древних отложений в Англии, что подтверждает существование течения из Северной Атлантики (мимо берегов Восточной Гренландии в арктические моря). Комплексы оксфордских двустворчатых моллюсков Восточной Гренландии и севера Средней Сибири близки, но в целом отличаются от западноевропейских и средне-русских бедностью систематического состава. Поэтому Восточная Гренландия включается В. А. Захаровым (1970) по двустворкам в состав Арктической области.

Существенные сдвиги в пространственном размещении фаун происходят на рубеже раннего и позднего оксфорда. Эти сдвиги были обусловлены вторжением в бореальные моря теплых вод из более южных бассейнов и, как следствие этого, далеким проникновением на север в приатлантических бассейнах теплолюбивых фаун (кораллы, рудисты и др.). Среди пришельцев с юга оказались и некоторые *Perisphinctidae*, широко расселившиеся в северных морях уже с начала кимериджа.

Вторжение южных фаун в бореальные моря, естественно, повлекло смещение к северу границ зоогеографических областей и провинций. Это перемещение происходило весьма постепенно: в начале и середине позднего оксфорда смещается на северо-восток лишь граница Арктической и Бореально-Атлантической областей. В позднем оксфорде большая часть приатлантической части Арктики, которую можно назвать Гренландско-Уральской провинцией, входила в состав Бореально-

Атлантической области (широкое распространение здесь имеют *Ringsteadia*, *Prorasenia*, *Decipia*, *Microbiplices*; см. Callomon, 1961; Месежников, 1969). К этой области еще должна относиться и Польская провинция (Malinowska, 1963). В это время происходит также общее выравнивание комплексов *Cardioceratidae* в пределах всего Бореального пояса. Время *Perisphinctes plicatilis* характеризуется, например, широким распространением близких видов *Maltoniceras*, *Subvertebriceras*, *Plasmatoceras* в Северо-Западной Европе, Южной Прибалтике и Польше, на северо-востоке Европейской части СССР, на севере Сибири и в Северной Америке. В позднем оксфорде в Арктическую область проникают белемниты подродов *Cylindroteuthis* s. str. и *Holcobeloides*, ранее ограниченные пределами Бореально-Атлантической области; в пределах всего Бореального пояса расселяются *Lagonibelus* s. str.

В конце позднего оксфорда (время *Ringsteadia pseudocordata*) размеры Бореального пояса существенно сокращаются — вне его границ оказываются Польская провинция (Kutek, 1968; Wierzbowsky, 1965, 1970) и Донбасс. Своеобразный комплекс аммонитов развивается в Средней России, где более или менее отчетливо сказывается влияние как бореальных (*Prionodoceras novosselkense*, *P. serratum*), так и средиземноморских (*Prorasenia stephanoides*, *Ringsteadia cuneata*, *R. kurmani*) фаун. Смешанный состав имеет и фауна Гренландско-Уральской провинции, где наряду с бореально-атлантическим *Ringsteadia* и *Decipia* широко распространены типично арктические *Prionodoceras* группы *ravni*. Собственно арктические фауны конца позднего оксфорда, характеризующиеся полным отсутствием *Perisphinctidae*, были распространены в морях Восточной Гренландии, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Северной Сибири и, по-видимому, на Северо-Востоке СССР и в Северной Америке.

Во второй половине поздней юры — в кимеридже и волюжском веке — трансгрессия Арктического бассейна достигла максимума на севере Евразии и Северной Америки, по моря на периферии Атлантики и Тихого океана, в том числе на северо-востоке Азии, существенно сократились по площади.

Начало кимериджа совпадает с новым этапом в истории бореальных фаун — установлением господства *Perisphinctidae*. Уже в раннем кимеридже они захватили всю Бореально-Атлантическую область и значительную часть Арктики, а в средневолюжское время распространились по всем арктическим морям.

Другой особенностью раннекимериджского времени явилось постепенное расширение ареала арктических фаун и постепенное смещение к югу границ зоогеографических областей и провинций. Так, время *Pictonia baylei* характеризуется проникновением арктических *Pictonia* и ранних (отсутствующих в одновозрастных слоях Западной Европы) *Rasenia* в пределы Гренландско-Уральской и Северо-Сибирской провинций. Начиная с Восточного Таймыра и далее на восток, состав раннекимериджских аммонитов резко обедняется, остаются только *Cardioceratidae*. Это характеризует Чукотско-Канадскую провинцию (Ефимова и др., 1968; Frebold, 1964; Frebold, Tipper, 1970). Вместе с тем ши-

рокое расселение *Perisphinctidae* в бассейнах Бореально-Атлантической области и приатлантической половины Арктической области в известной степени привело к нивелировке их фаунистических ассоциаций, которые отличаются преимущественно разными группами *Pictonia*, а также более ранним возникновением *Rasenia* в Арктической области.

Нивелировка фаунистических ассоциаций продолжалась и во второй половине раннекимериджского времени (зональный момент *Rasenia cymodoce*; рис. 5). Действительно, почти все бассейны Бореального пояса охарактеризованы аммонитами родов *Rasenia*, *Zonovia* и *Amoebites*, и лишь в тихоокеанском секторе Арктики исчезают *Perisphinctidae*. Все остальные бассейны отличаются изменением видового состава перечисленных родов — в Северо-Западной Европе развита группа *Rasenia involuta*, в приатлантической части Арктики наряду с некоторыми видами, очень близкими к *R. involuta*, распространены своеобразные *Rasenia borealis*, *R. repentina* и некоторые другие, а в европейской части СССР чаще встречаются формы, близкие к южногерманским *R. trimera*. Наконец, на северо-востоке Русской равнины (Печорская подпровинция) встречаются как *Rasenia* ex gr. *borealis*, так и *R. trimera*. Белемниты в арктических морях представлены теми же родами и подродами, что и в европейских бассейнах, но с отдельными эндемичными видами.

Хотя раннекимериджская донная фауна приатлантической части Арктики богаче и разнообразнее оксфордской, тем не менее она беднее и однообразнее одновозрастной западноевропейской. На этом основании весь Север СССР и Восточная Гренландия включены В. А. Захаровым по бентосу в Арктическую область, Северосибирские и Североуральские моря, судя по сходству бентоса, могли бы быть объединены в одну провинцию. Можно ли выделить в раннем кимеридже особые провинции в Восточной Гренландии и в бассейне р. Печоры по бентосу, пока сказать нельзя из-за недостаточности данных. Нигде в литературе не указываются подобные арктическим своеобразные колпачковидные гастроподы со срединной септой, отнесенные условно к семейству *Calyptraeidae* и известные в Арктике с начала кимериджа и до начала готерива.

В позднем кимеридже контрастность бореально-атлантических и арктических фаун вновь усиливается. С одной стороны, это обусловлено возникновением арктических *Cardioceratinae* — *Euprionoceras* и *Hoplocardioceras*, с другой — проникновением на север некоторых средиземноморских аммонитов. Следует оговориться, что эти миграции коренным образом отличаются от позднеоксфордского вторжения южных фаун: в кимеридже на север проникали лишь некоторые представители теплолюбивых моллюсков, причем, как правило, они претерпевали существенную трансформацию (*Styracoceras*, *Streblites*, *Virgataxioceras fallax*, *V. dividuum* и др.). Значительно реже можно отметить расширение ареалов теплолюбивых видов (например, находки *Sutneria subeumela* в Поволжье; Geyer, 1969). Что касается авлакостефанин — основной группы бореальной фауны, то они, в общем, однообразны, и многие виды имеют очень широкие ареалы (*Aulacostephanus sosvaensis*, *A. mutabilis* и др.). В целом площадь Бореального пояса в позднем кимерид-

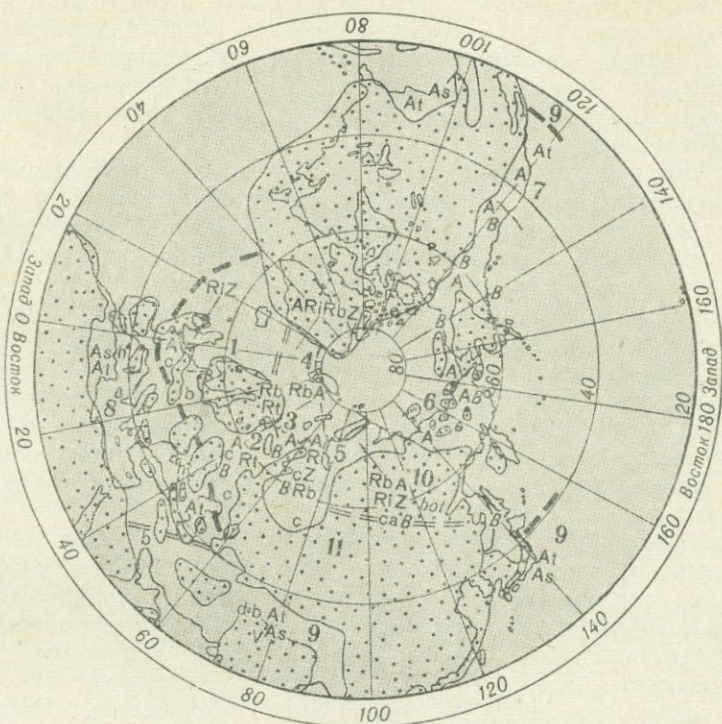


Рис. 5. Палеобиогеографическое районирование северного полушария (к северу от 20-й параллели) в раннем кимеридже (зональный момент *Rasenia cythodose*).

Условные обозначения см. рис. 3. 1—7 — Бореальный палеозоогеографический пояс. 1—3 — Бореально-Атлантическая область: 1 — Западно-Европейская провинция, 2 — Восточно-Европейская провинция, 3 — Печорская подпровинция; 4—7 — Арктическая область: 4 — Уральско-Гренландская провинция, 5 — Северо-Сибирская провинция, 6 — Чукотско-Канадская провинция, 7 — Бореально-Тихоокеанская провинция; 8—9 — Тетический палеозоогеографический пояс: 8 — Средиземноморская область, 9 — Индо-Тихоокеанская область; 10 — Сибирская палеофлористическая область; 11 — Индо-Европейская палеофлористическая область.

Распространение наиболее характерных групп морской фауны. Аммониты: Ri — группа *Rasenia involuta*, Rb — группа *R. borealis*, Rt — группа *R. trimera*, Z — *Zonovia*, A — *Amoebites*, V — *Virgatosphinctinae*, At — *Ataxioceratinae*, As — *Aspidoceratinae*. Белемниты: c — *Cylindroteuthis* s. str., *Lagonibelus*, *Pachyteuthis*, a — *Arctoteuthis*, b — *Belemnopsis*, h — *Hibolites*, d — *Dicoelitidae*. Двустворки: B — *Buchia*. Брахиоподы: bot — *Boreiothyridae*.

же несколько возросла за счет иммиграции в Польшу ряда бореальных *Aulacostephanus* (Kutek, 1961).

Эндемичные арктические *Cardioceratidae*, а также из белемнитов подроды *Arctoteuthis* и *Holcobeloides*, встречающиеся в Арктике, позволяют четко разделять Арктическую и Бореально-Атлантическую области. К последней относятся в позднем кимеридже Уральский залив и, по-видимому, Западно-Сибирский бассейн. На восточном склоне Урала и на севере Средней Сибири появляются виды-эндемики. Позднекимериджские комплексы двустворчатых моллюсков из этих районов резко различны. Поэтому рассматриваемые районы в позднем кимеридже долж-

ны быть включены в разные зоогеографические провинции. На основании сходства видов асарт Западно-Сибирское позднекимериджское море включено в единую провинцию с морями на Приполярном Урале. Зоогеографический ранг морей этого времени восточного побережья Гренландии и бассейна р. Печоры по макробентосу не может быть определен из-за недостатка материала.

Волжский век характеризуется прежде всего значительным разобшением фаунистических ассоциаций различных бассейнов и развитием в них сугубо специфических комплексов. Вследствие этого сильно возросла обособленность фаун как отдельных бассейнов внутри Бореального, так и, особенно, Бореального и Тетического поясов.

В волжском веке существенно увеличились глубины в Западно-Сибирском море (по-видимому, не менее 500 м), в Печорском и Енисейско-Хатангском бассейнах. Площадь моря в Западной и Восточной Европе прогрессивно сокращалась, что привело к прекращению связей с западными и южными морями и к образованию в поздневолжское время открытых к северу заливов в средней части Русской равнины и в районе Северного моря. Область мезозой на северо-востоке Азии море к концу волжского века вовсе покинуло.

Процесс разобщения фаун в волжском веке не был внезапным. В ранневолжское время в пределах Бореального пояса существовал сравнительно постоянный по родовому составу комплекс аммонитов (*Gravesia*, *Eosphinctoceras*, *Pectinatites*, *Subplanites*, *Subdichotomoceras*). Бореально-Атлантическая область выделяется по широкому развитию здесь специфичных *Subplanites* (Соре, 1967; Михайлов, 1964), свойственных только этой области видов *Subdichotomoceras*, *Eosphinctoceras* и *Pectinatites*, а также исключительным развитием *Pachyteuthinae*. Арктическая область характеризуется почти полным отсутствием *Subplanites*, эндемичными *Eosphinctoceras*, *Subdichotomoceras* и отчасти *Pectinatites* и повсеместным распространением *Cylindroteuthinae*.

В Бореально-Атлантической области четко обособлены провинции: Западно-Европейская, располагавшаяся примерно между 30-й и 40-й параллелями того времени, и Восточно-Европейская (ветлянская) на 40—50-й параллелях. Последняя включала и Польшу. Это обособление весьма четко, провинции не имеют ни одного общего вида аммонитов и, по-видимому, охарактеризованы также разными подродами *Subplanites*.

Состав фауны Арктической области становится значительно более разнообразным. В сущности, вся территория между Восточной Гренландией и устьем р. Лены (включая сюда и бассейн р. Печоры) охарактеризована единым комплексом аммонитов и может выделяться как одна провинция. Восточнее намечена Чукотско-Канадская провинция, в фаунистических ассоциациях которой почти полностью отсутствуют аммониты, но широко представлены бухии (Ефимова и др., 1968). Бореально-Тихоокеанская провинция в это время четко не выделяется.

В начале средневолжского времени морские бассейны Бореального пояса оказываются уже более разобщенными по составу комплексов цефалопод: в Бореально-Атлантической области появляется подсемейство *Virgatitinae*, представители которого особенно широко расселились

в Восточно-Европейской провинции и в конце зонального момента *Zaraiskites scythicus* достигли Англии (*Zaraiskites albanii*). Второе подсемейство средневожжских перисфинктид — *Dorsoplanitinae* — распространено по всему Бореальному поясу, однако аммониты рода *Pavlovia* представлены в Англии, Гренландии, на Урале и на севере Средней Сибири совершенно разными видами. Только на Урале и в Северной Сибири обитал род *Strajevskya*, в Англии существовал один вид рода *Dorsoplanites* (*D. altimus*), лишь два вида этого рода обитали в Средне-Русском море (*D. panderi* и *D. dorsoplanus*). Наконец, совершенно специфическая группа дорзопланитин существовала на Урале и на севере Сибири (группа *D. ilovaiskii*). По-прежнему Бореально-Атлантическая область была охарактеризована только *Pachyteuthinae*, а Арктическая — также и *Cylindroteuthinae*.

Провинциальное деление Бореально-Атлантической области во время *Zaraiskites scythicus* не изменилось. В Арктической же области достаточно определено обособляются фауны Гренландии, восточного склона Урала и Северной Сибири. По-прежнему остается резко обедненной фауна Чукотско-Канадской провинции. Печорское море в рассматриваемое время принадлежало к Восточно-Европейской провинции.

В середине средневожжского времени (зональный момент *Virgatites virgatus*; рис. 6) дифференциация фаун стала отчетливее. В Бореально-Атлантической области по-прежнему сохраняются две провинции, причем в Западно-Европейской провинции обитали только *Dorsoplanitinae* (*Crendonites*, *Kerberites* и др.). В Восточно-Европейской провинции количество *Dorsoplanitinae* несколько уменьшается, развиты главным образом *Virgatitinae* (*Virgatites*, последние *Zaraiskites*), появляются первые *Craspeditidae*. В Арктической области развиты только *Dorsoplanitinae*, представленные, однако, очень своеобразными комплексами крупных *Dorsoplanites* ex gr. *maximus*, *Taimyrosphinctes*, *Epipallasiceras* (Сакс и др., 1970). Арктическая область четко подразделяется в это время на провинции Гренландско-Уральскую, включающую бассейн Печоры (50—60-е параллели того времени), Северо-Сибирскую (60—70-е параллели), Чукотско-Канадскую (вокруг полюса, выше 70-й параллели) и Бореально-Тихоокеанскую. Для первой из названных провинций характерны *Dorsoplanites maximus* и *Crendonites* ex gr. *leslie*, во второй наряду с *D. maximus* обнаруживаются очень своеобразные *D.* ex gr. *sachsi* и *Taimyrosphinctes*, третья по-прежнему очень бедна аммонитами. Из белемнитов в Гренландско-Уральской провинции присутствуют только характерные для Бореально-Атлантической области *Pachyteuthinae*. Свойственные же Арктической области *Cylindroteuthinae* появляются лишь в Северо-Сибирской провинции.

Время *Epivirgatites nikitini* характеризуется сохранением обстановок предшествующего зонального момента. В Бореально-Атлантической области преобладают *Titanites*, *Epivirgatites*, *Lomonossovella*, в Арктической — *Laugeites*.

В средневожжское время усиливается дифференциация донной фауны по отдельным районам приатлантической части Арктики. Резко различаются средневожжские комплексы двустворок восточного склона

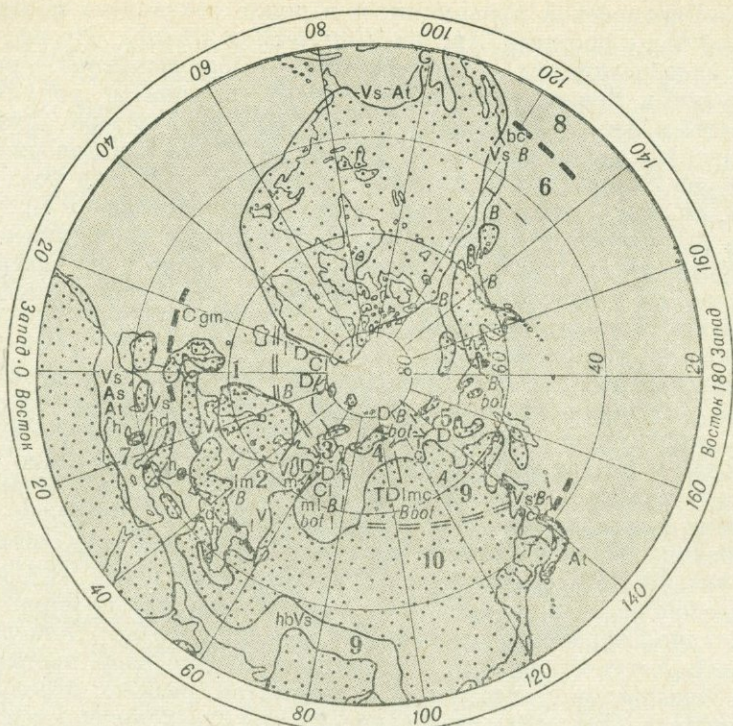


Рис. 6. Палеобиогеографическое районирование северного полушария (к северу от 20-й параллели) в среднеэоценовое время (зональный момент *Virgatites virgatus*).

Условные обозначения см. рис. 3. 1-6 — Бореальный палеозоогеографический пояс. 1-2 — Бореально-Атлантическая палеозоогеографическая область: 1 — Западно-Европейская провинция, 2 — Восточно-Европейская провинция, 3-6 — Арктическая область: 3 — Уральско-Гренландская провинция, 4 — Северо-Сибирская провинция, 5 — Чукотско-Канадская провинция, 6 — Бореально-Тихоокеанская провинция. 7-8 — Тетический палеозоогеографический пояс: 7 — Средиземноморская область, 8 — Индо-Тихоокеанская область; 9 — Сибирская палеофлористическая область; 10 — Индо-Европейская палеофлористическая область.

Распространение наиболее характерных групп морской фауны. Аммониты: V — *Virgatites*, D — группа *Dorsoplanites maximus*, T — *Taimyrosphinctes*, C — группа *Crendonites gorei*, Cl — группа *C. leslie*, Vs — *Virgatosphinctinae*, At — *Ataxioceratinae*, As — *Aspidoceratinae*. Белемниты: 1 — *Lagonibelus* s. str., c — *Cylindroteuthis*, m — *Microbelus*, b — *Belemnopsis*, h — *Hibolites*, d — *Duvaina*. Двустворки: B — *Buchia*, A — *Arctotis*. Брахиоподы: bot — *Boreiothyridae*.

Урала и севера Средней Сибири. Это различие даже более резкое, чем между северосибирским и восточногренландским одновозрастными комплексами. На этом основании В. А. Захаров (1970) предлагает по двустворкам выделить провинции Гренландско-Северо-Сибирскую с двумя подпровинциями (Восточно-Гренландской и Северо-Сибирской) и Северо-Уральскую. В последнюю включается бассейн р. Печоры, имеющий смешанный бореально-арктический комплекс двустворок, но близкий с уральским комплексом микрофауны (рис. 7). Однако брахиоподы Урала и Северной Сибири очень близки, а гренландские резко отличаются, тяготея к Бореально-Атлантической области.

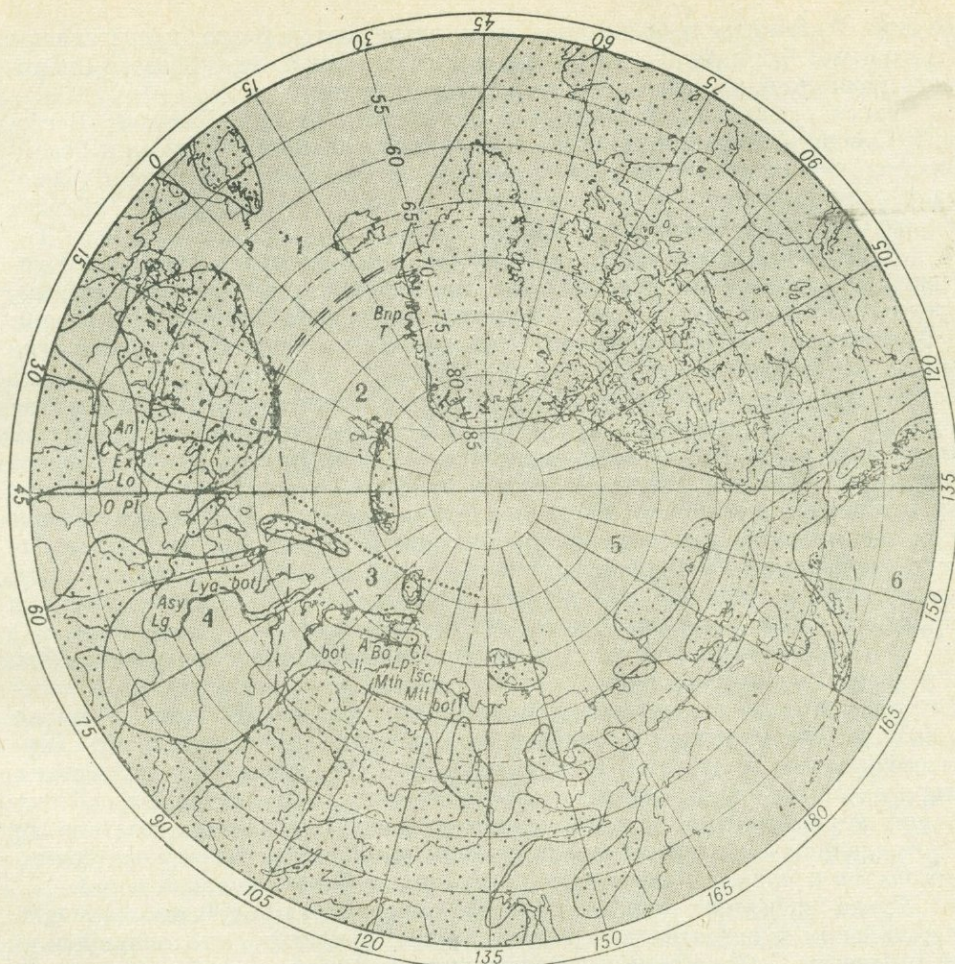


Рис. 7. Палеозоогеографическое районирование северного полушария (к северу от 50-й параллели) в среднеэоценовое время по макробентосу.

Белое — моря, крап — суша. Двойные прерывистые линии — границы палеобиогеографических областей, прерывистые линии с точкой (штрих-пунктир) — границы подобластей, прерывистые линии — границы провинций, точечные линии — границы подпровинций. 1 — Бореально-Атлантическая область; 2—6 — Арктическая область; 2—4 — Гренландско-Сибирская подобласть; 2—3 — Гренландско-Северо-Сибирская провинция, 2 — Восточно-Гренландская подпровинция, 3 — Северо-Сибирская подпровинция, 4 — Северо-Уральская провинция, 5 — Чукотско-Канадская подобласть, 6 — Бореально-Тихоокеанская подобласть.

Распространение наиболее характерных групп бентоса. Двустворки: A — *Arctotis*, An — *Anopaea*, Bo — *Boreioxyloma*, C — *Ctenostreon*, Ex — *Exogyra*, L — *Loripes*, My — *Myoconcha*, O — *Opis*, Pl — *Plicatula*, Pt — *Pteria*, Lp — *Liostrea praeanabarensis*, *Arctotis intermedia*, *Boreionectes breviauris*, Isc — *Isognomon cuneatum*, Ii — *Inoceramus impurus*, Mlh — *Mytilus taimyricus*, Asy — *Astarte yatriyaensis*, A. *lyuliyaensis*, Lya — *Eriphyla (Lyapinella) asiatica*, Lg — *Liostrea gibberosa*, Bnp — *Boreionectes praecinctus*. Брахиоподы: bot — *Boreiothyridae*. Гастроподы: c — *Calyptraeidae*.

Северо-восток Азии, Аляска и Северная Канада в среднеэоценовое время составляли Чукотско-Канадскую провинцию, характеризующуюся, насколько можно судить по имеющимся данным, крайне обедненной

фауной. Аммониты и белемниты здесь встречаются редко, представлены отдельными формами из числа видов, характерных для Северо-Сибирской провинции, из двустворок господствуют бухии.

Такая же фауна населяла и более южные районы Дальнего Востока и Северной Америки, но здесь наряду с бореальными бухиями и белемнитами появляются тетические аммониты и белемниты. Это дает основание для выделения в средневожское время в Арктической области Бореально-Тихоокеанской провинции.

В поздневожское время Бореальный пояс характеризовался развитием среди аммонитов *Craspeditidae*, среди белемнитов *Cylindroteuthidae*, среди двустворок бухий, среди фораминифер агглютинирующих форм и *Nodosariidae*. Фауну поздневожских морей в Западной Европе мы не знаем. К Бореально-Атлантической области поздневожского времени можно причислить Восточно-Европейскую провинцию, занимавшую на Русской равнине открытый к северу залив. Здесь обитали из аммонитов краспедитиды, представители перисфинктид (*Laugeites*), из белемнитов *Acroteuthis*, из двустворок главным образом бухии. Фораминиферы представлены обедненным средневожским комплексом, а также *Placopsilinidae* с прикреплявшимися раковинами. В морях Уральско-Гренландской провинции были распространены те же группы, но с добавлением арктических элементов (брахиоподы *Uralorhynchia* и *Fusirhynchia* на Урале). О фауне бассейна Печоры данных почти нет.

В Северо-Сибирской провинции Арктической области развивалась в поздневожское время очень своеобразная фауна. Наряду с *Craspeditidae* из аммонитов встречаются последние дорзопланитины, а также в большем количестве характерные для титона Тетического пояса виргатосфинктины и отдельные берриаселлиды. Их появление в высоких широтах еще в конце средневожского времени, судя по общему облику фауны и растительности и по палеотемпературным данным, связано не с потеплением арктических морей, а с приспособлением названных групп аммонитов в процессе эволюции к обитанию в более холодных водах.

Среди сибирских виргатосфинктин преобладают формы, близкие к индийским и аргентинским видам. Трудно допустить, что они проникли к берегам Сибири через северную часть Тихого океана, т. е. через приполярные моря. Поскольку виргатосфинктины есть и на Шпицбергене и предположительно в Восточной Гренландии, более вероятно их иммиграция на крайний север, минуя Северную и Среднюю Европу, с теплым течением из Центральной Америки, принадлежавшей в поздней юре к Индо-Тихоокеанской зоогеографической области.

Поздневожские белемниты, двустворки и брахиоподы в пределах Северо-Сибирской провинции очень близки к средневожскому комплексу. Поздневожские фораминиферы Северной Сибири до Урала и Шпицбергена включительно представляют единый хорошо выраженный комплекс с *Ammodiscus veteranus* и *Haplophragmoides emeljanzevi*.

Чукотско-Канадская провинция в поздневожское время тоже сохраняла прежний характер. В Бореально-Тихоокеанской провинции на территории США до Калифорнии включительно еще более возросло влияние бореальных элементов (*Cylindroteuthidae*, бухии), хотя аммо-

ниты были представлены исключительно тетическими формами (*Substeuerocheras*, *Parodontoceras* и др.). Возможно, что именно в это время бореальные белемниты и бухии достигли Мексики и Южного Приморья.

НЕОКОМ

С начала неокома вследствие выхода из-под уровня воды мезозойд Северо-Восточной Азии связи Арктического и Тихоокеанского бассейнов осуществлялись лишь через проливы между устьем Колымы и р. Анадырем и вдоль р. Мекензи.

В берриаском веке в Бореальном зоогеографическом поясе продолжали господствовать из аммонитов *Craspeditidae*, из белемнитов *Cylindroteuthidae*, из двустворок бухии. С началом берриаской трансгрессии в Западно-Европейской провинции связано распространение бореальных краспедитид и белемнитов в Англии (*Paracraspedites*, *Subcraspedites*, *Acroteuthis* s. str.). В Польше и в Европейской России морской режим в раннем берриасе не устанавливается.

Уральско-Гренландская провинция характеризовалась комплексом аммонитов, близким к северосибирскому. Белемниты в Зауралье представлены формами как восточноевропейскими (*Microbelus*), так и типично арктическими (*Cylindroteuthinae*). Поэтому правомерно эту провинцию присоединить к Арктической области.

В Северо-Сибирской провинции состав фауны на границе юры и мела существенно изменился. Новые роды выделились в составе *Craspeditidae* (*Surites*, *Subcraspedites*, *Paracraspedites*, *Praetollia*), исчезли *Virgatosphinctinae*, из берриаселид обнаружен только один род американского происхождения — *Argentineras* (?). Белемниты представлены близким к волжскому, но значительно обедненным комплексом. То же наблюдается среди двустворок и фораминифер, хотя здесь наряду с волжскими появляются и новые меловые виды.

В Чукотско-Канадской провинции по-прежнему доминируют бухии, в Канаде изредка встречаются аммониты — *Craspeditidae*. В юго-западную часть Британской Колумбии, Орегон и Калифорнию проникают тетические аммониты — *Berriasella*, *Pseudargentineras* и другие, что определяет отнесение этих районов к Бореально-Тихоокеанской провинции (Jeletzky, 1965; Johnes и др., 1969).

В середине берриаса в моря Западно-Европейской провинции Бореально-Атлантической области проникают *Surites*, первые *Garniericeratinae* (*Hectoroceras*). Аммониты *Praetollia* (?) достигли Польши, в северной части которой в фауне все же преобладали средиземноморские элементы. Однако наличие в этом бассейне таких типичных представителей среднерусской фауны, как *Riasanites*, а также преобладание бореальных форм среди фораминифер дают известные основания включить Польское море в Бореально-Атлантическую область в качестве отдельной Польской провинции (рис. 8).

В море, занимавшем в середине берриаса среднюю часть Русской равнины (Восточно-Европейская провинция), в числе аммонитов встре-

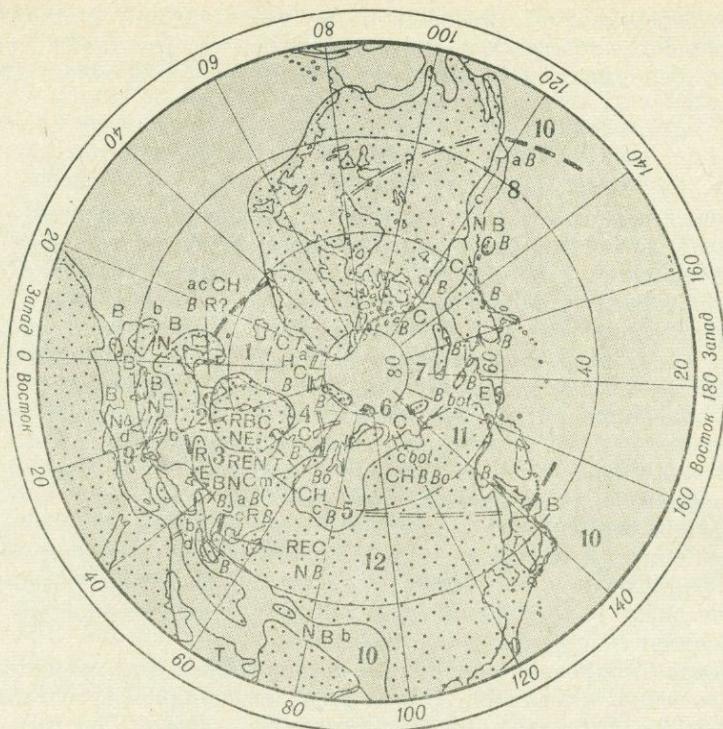


Рис. 8. Палеобиогеографическое районирование северного полушария (к северу от 20-й параллели) в середине берриаса.

Условные обозначения см. рис. 3. 1—8 — Бореальный палеозоогеографический пояс. 1—4 — Бореально-Атлантическая область: 1 — Западно-Европейская провинция, 2 — Польская провинция, 3 — Восточно-Европейская провинция, 4 — Печорско-Гренландская провинция; 5—8 — Арктическая область: 5 — Западно-Сибирская провинция, 6 — Северо-Сибирская провинция, 7 — Чукотско-Канадская провинция, 8 — Бореально-Тихоокеанская провинция; 9—10 — Тетический палеозоогеографический пояс: 9 — Средиземноморская область, 10 — Индо-Тихоокеанская область; 11 — Сибирская палеофлористическая область; 12 — Индо-Европейская палеофлористическая область.

Распространение наиболее характерных групп морской фауны. Аммониты: C — *Craspeditinae*, H — *Heteroceras*, N — *Neocomitinae*, B — *Berriassella*, E — *Euthymiceras*, R — *Riasanites*. Белемниты: c — *Cylindroteuthinae*, a — *Acroteuthis* s. str., m — *Microbelus*, b — *Belemnopsidae*, d — *Duvallidae*. Двустворки: B — *Buchia*, A — *Arctotis*, Bo — *Boreionectes*, T — *Trigonia*. Брахиоподы: bot — *Boreiothyridae*.

чается много средиземноморских родов (*Euthymiceras*, *Neocomites*). К тетическим берриасселидам принадлежат и самые характерные аммониты русского среднего берриаса — ризаниты. Вместе с ними распространены бореальные краспедитиды, бухии, унаследованные с поздневолюжского времени белемниты *Acroteuthis*, в том числе подрод *Microbelus*.

На севере Русской равнины фауна уже не содержит южных элементов, и поэтому есть основание моря в бассейне Печоры, на Новой Земле, Шпицбергене и в Восточной Гренландии объединять в особую Печорско-Гренландскую провинцию Бореально-Атлантической области

(поскольку белемниты представлены *Acroteuthis* s. str., в это время еще не появляющимися в Сибири).

К востоку от Урала располагалась Арктическая область с близким к Бореально-Атлантической области комплексом аммонитов, но с иным, чем на западе, сохранившимся с волжского века, хотя и обедненным, комплексом белемнитов (*Cylindroteuthinae* и др.) с типичными арктическими двустворками (*Arctotis*, *Liostrea* aff. *anabarensis* и др.), и брахиоподами (*Boreiothyridae* и др.). В Арктической области выделяются Западно-Сибирская провинция со свойственным только ей комплексом фораминифер с *Gaudryina gerkei*, *Haplophragmium*, *Reophax* и Северо-Сибирская провинция с иным комплексом фораминифер из семейств *Nodosariidae*, *Ataxophragmiidae*, *Lituolidae* и др. (рис. 9).

Чукотско-Канадская и Бореально-Тихоокеанская провинции остались во второй половине берриаса в прежних границах, с близкими раннеберриасским комплексам фауны. Однако даже в бассейн Анадыря заходили тетические аммониты (*Euthymiceras*). В Бореально-Тихоокеанской провинции среди аммонитов доминируют южные иммигранты — *Berriasella*, *Spiticeras*, *Negrelliceras*, *Neocomites*.

В конце берриаса в Бореально-Атлантической области в пределах Западно-Европейской и Гренландско-Печорской провинций сохранялись сходные со среднеберриасскими условия. Следует отметить лишь появление здесь первых *Tolliinae* (*Bojarkia payeri*, *Tollia*). В Польской провинции заметно возросла роль бореальных элементов в составе аммонитов, хотя бореальные белемниты и бухии сюда так и не проникли. В Восточно-Европейской провинции вовсе исчезли южные роды аммонитов, комплекс целиком состоял из краспедитид. В составе белемнитов господство перешло к *Acroteuthis* s. str.

В Арктической области в позднем берриасе среди аммонитов наряду с последними *Craspeditinae* широкое развитие получают *Tolliinae* (*Bojarkia*, *Tollia*). Среди белемнитов вместе с *Cylindroteuthinae* появляются, впервые в этой области, мигрировавшие с запада *Acroteuthis* s. str. Западно-Сибирская и Северо-Сибирская провинции по-прежнему различаются по составу комплексов фораминифер.

В начале валанжина в Бореальном поясе среди аммонитов стали господствовать новые группы краспедитид (*Tolliinae* и *Garniericeratinae*) и позже полиптихитид. Белемниты по-прежнему были представлены *Cylindroteuthidae*, причем всюду преобладал род *Acroteuthis* (рис. 10).

В Бореально-Атлантической области в начале раннего валанжина (время *Platylenticeras heteropleurum* и *Pseudogarnieria undulato-plicatilis*) господствовали *Garniericeratinae*, вместе с которыми жили *Tolliinae* и первые *Polyptychitidae*. В Западно-Европейской провинции (Северо-Восточная Англия, Голландия, север ФРГ) известны *Platylenticeras*, *Tolypceras*, *Tollia*, *Neotollia*, *Polyptychites*, из белемнитов — *Acroteuthis* s. str. Через пролив в Южной Англии и Северной Франции *Polyptychites*, *platylenticeras* и *Tolypceras* проникали в моря Западного Тетиса. В Польской провинции наряду с *Polyptychites*, *Platylenticeras* и средиземноморскими *Neocomites* обращает на себя внимание присутствие иммигрантов с востока *Temnoptychites* (?).

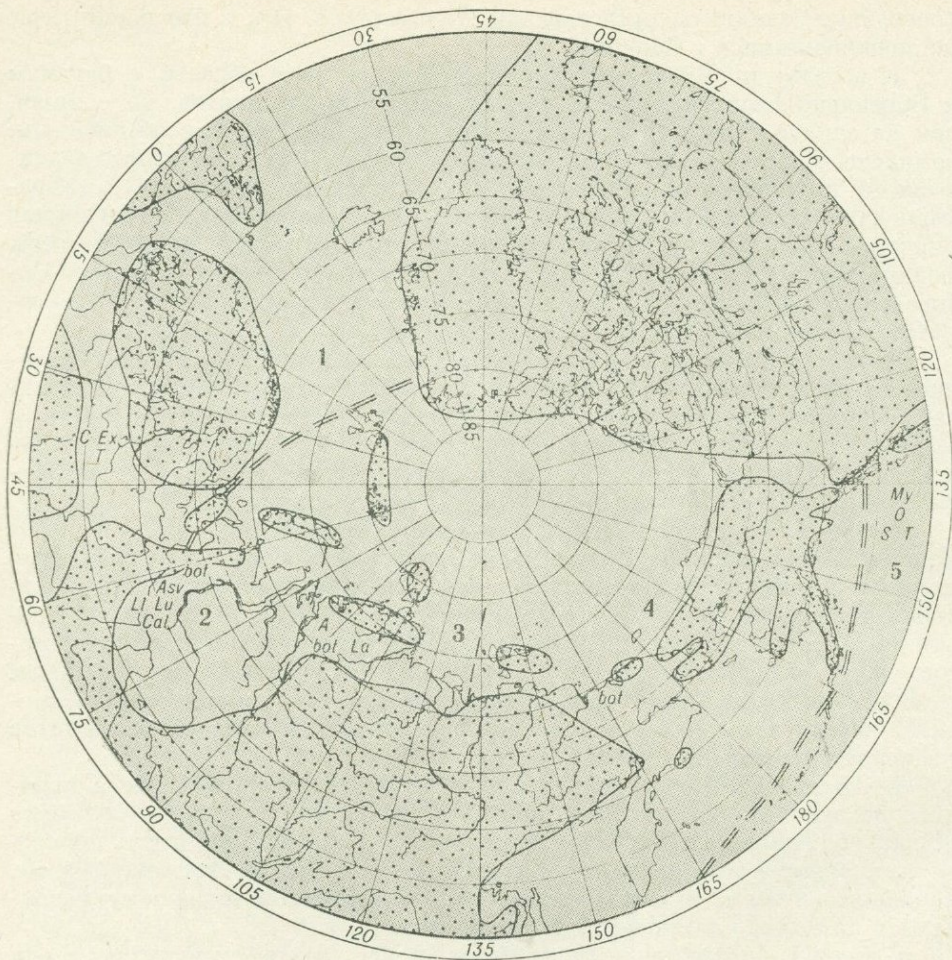


Рис. 9. Палеозоогеографическое районирование северного полушария (к северу от 50-й параллели) в среднепермское время по макробентосу.

Белое — моря, крап — суша. Двойные прерывистые линии — границы палеозоогеографических областей, прерывистые линии — границы провинций. 1 — Бореально-Атлантическая область; 2—4 — Арктическая область; 2 — Северо-Уральская провинция; 3 — Северо-Сибирская провинция; 4 — Чукотско-Канадская провинция; 5 — Бореально-Тихоокеанская область.

A — *Arctotis*, C — *Ctenostreon*, Ex — *Exogyra*, My — *Myosoncha*, O — *Opis*, S — *Spondylus*, T — *Trigonia*, La — *Liostrea aff. anabarensis*, Av — *Eriphyla (Anabarella) vai*, Ll — *Liostrea lyapinensis*, Lu — *Liostrea uralensis*, Asv — *Astarte veneris*, Cal — *Camptonectes lamellosus*.
Брахиоподы: bot — *Boreiothyridae*. Гастроподы: Cl — *Calyptraeidae*.

Восточно-Европейская провинция характеризовалась развитием своеобразных аммонитов *Pseudogarnieria*, *Proleopoldia*, *Temnoptychites*, новых, выделенных И. Г. Сазоновой, родов *Menjaites*, *Stschirovskiceras* и других, из белемнитов *Acroteuthis*, из двустворок бухий. В Печорско-Гренландской провинции преобладающее значение среди аммонитов вместе с первыми *Polyptychitidae* приобретают *Temnoptychites*, широко представлены также *Acroteuthis*, бухии.

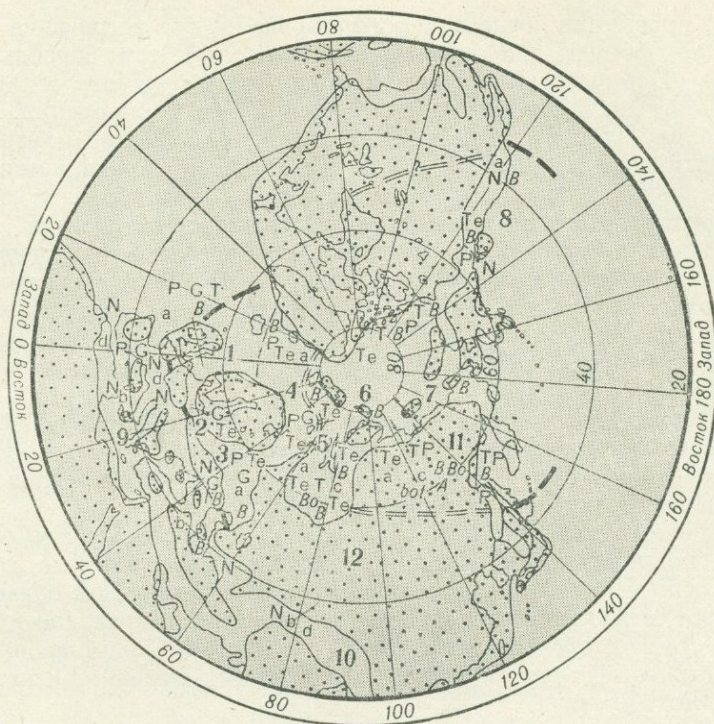


Рис. 10. Палеобиогеографическое районирование северного полушария (к северу от 20-й параллели) в раннем валанжине.

Условные обозначения см. рис. 3. 1—7 — Бореальный палеозоогеографический пояс. 1—4 — Бореально-Атлантическая область: 1 — Западно-Европейская провинция, 2 — Польская провинция, 3 — Восточно-Европейская провинция, 4 — Гренландская провинция; 5—8 — Арктическая область: 5 — Западно-Сибирская провинция, 6 — Северо-Сибирская провинция, 7 — Чукотско-Канадская провинция, 8 — Бореально-Тихоокеанская провинция; 9—10 — Тетический палеозоогеографический пояс: 9 — Средиземноморская область, 10 — Индо-Тихоокеанская область; 11 — Сибирская палеофлористическая область; 12 — Индо-Европейская палеофлористическая область.

Распространение наиболее характерных групп морской фауны. Аммониты: Т — *Tollinae*, Те — *Temnoptychites*, G — *Garniericeratinae*, P — *Polyptychitidae*, N — *Neocomitinae*. Белемниты: с — *Cylindroteuthinae*, а — *Acroteuthis*, б — *Belemnopsidae*, d — *Divalitidae*. Двустворки: В — *Buchia*, Во — *Boreionectes*, А — *Arctotis*. Брахиоподы: bot — *Boreiothyridae*.

Состав фауны в Арктической области был иным. Из аммонитов господствовали *Tollinae* (*Neotollia*, *Tollia*), среди белемнитов наряду с *Acroteuthis* продолжали встречаться *Cylindroteuthinae*. Много бухий, арктотисов, бореионектесов, бореютирид. Западно-Сибирская провинция выделялась по обилию темноптихитов, которые в Северо-Сибирской провинции появляются лишь в середине раннего валанжина одновременно с полиптихитами.

В Чукотско-Канадской провинции по-прежнему преобладали бухии с редкими аммонитами — иммигрантами из Северной Сибири, а в Западной Канаде также иммигрантами с юга — *Neocomites*. В Бореально-Тихо-

океанской провинции среди аммонитов преобладают тетические (индо-тихоокеанские) формы *Kilianella*, *Thurmanniceras*), хотя бореальные роды аммонитов (*Temnoptychites*) доходили на юге до района о. Ванкувер, а бореальные бухии и белемниты (*Acroteuthis*) — до Калифорнии.

В конце раннего валанжина господство полиптихитит среди аммонитов и рода *Acroteuthis* среди белемнитов проявляется уже во всем Бореальном поясе (исключая Польскую провинцию, куда бореальные белемниты вовсе не проникали). Меньшими становятся различия между Западно-Европейской и Восточно-Европейской провинциями. Печорско-Гренландскую провинцию, судя по составу двустворок, можно было бы отнести уже к Арктической области, но по отсутствию характерных для нее белемнитов *Cylindroteuthinae* и брахиопод *Boreiothyridae* больше оснований по-прежнему относить эту провинцию к Бореально-Атлантической области.

В пределах Арктической области выделяются Западно-Сибирская и Северо-Сибирская провинции (по фораминиферам), Чукотско-Канадская провинция (по общему обеднению фауны) и Бореально-Тихоокеанская провинция (по появлению тетических аммонитов).

В позднем валанжине в Бореальном поясе в составе *Polyptychitidae* наряду с полиптихитами появляются дихотомиты, которые достаточно широко развиты и в северных районах Средиземноморской области Тетиса. Наоборот, в Арктической области, в отличие от Бореально-Атлантической, дихотомиты представлены слабо. По составу белемнитов Арктическая область (к востоку от Урала) по-прежнему выделяется присутствием *Cylindroteuthinae*.

В начале раннего готерива фаунистические комплексы Бореального пояса существенно обновляются, хотя некоторые группы фауны (*Acroteuthis*, бухии и другие роды двустворок) сохраняются без заметного изменения с валанжина. В Западно-Европейской провинции Бореально-Атлантической области господство завоевывают среди аммонитов иммигранты из Тетиса — *Neocomitinae* (*Lyticoceras*, *Acanthodiscus*, *Leopoldia* и др.), из белемнитов — *Acroteuthis* s. str., в Восточно-Европейской провинции, наоборот, господствуют пришельцы из Арктики — *Tolliinae* (*Homolosomes*) и затем первые *Simbirskitidae* (*Pavlowites*, *Subspeoniceras*, *Gorodzovia*; Иванов, Аристов, 1969). К этой провинции, по-видимому, надо относить и бассейн Печоры. Гренландская провинция может выделяться по находкам там *Lyticoceras*, что сближает ее с западноевропейскими бассейнами.

Арктическая область (к востоку от Урала) наряду с обилием бухий характеризуется преобладанием последних представителей *Tolliinae* (*Homolosomes*) среди аммонитов и последних *Cylindroteuthinae* (подрод *Acroteuthis*) среди белемнитов. Различия между Западно-Сибирской и Северо-Сибирской провинциями сводятся к разному видовому составу аммонитов и к существенному разнообразию белемнитов рода *Acroteuthis* в Зауралье. В Чукотско-Канадской провинции ранний готерив, по-видимому, охарактеризован только бухиями, в Бореально-Тихоокеанской провинции наряду с бухиями и белемнитами рода *Acroteuthis* господствуют тетические *Olcostephaninae* и *Neocomitinae*, а также бореальные *Polyptychiti-*

dae и из *Tolliinae Homolosomes*. Последний род американские геологи Имлей (Imlay, 1960) и Елецкий (Jeletzky, 1964) относят к валанжину, что вряд ли правильно.

Во второй половине раннего готерива во всем Бореальном поясе завоевывают господство *Simbirskitidae* (*Speetoniceras*, *Simbirskites*), наиболее разнообразные в Бореально-Атлантической области — в Западно-Европейской и Восточно-Европейской провинциях. Нужно отметить, что симбирскитиды проникают и в пределы тетических морей. Наряду с симбирскитидами в Бореально-Атлантической области распространяется тетическое семейство *Ancyloceratidae*. В составе белемнитов появляются вместе с *Cylindroteuthidae* (*Acroteuthis*) первые *Oxyteuthidae* (в европейских и североамериканских морях).

В позднем готериве в Бореальном поясе продолжают господствовать *Simbirskitidae* (*Simbirskites*, *Craspedodiscus*), из белемнитов — *Oxyteuthidae*. В Арктической области еще в большом количестве сохраняются *Cylindroteuthidae* (*Acroteuthis*, последние *Lagonibelus*).

При переходе к баррему в северном полушарии исчезают бореальные группы аммонитов. В тех немногих участках современной суши в высоких широтах северного полушария, где в барреме было море, фауна не носит столь резко отличного от Тетиса характера, как ранее. Из аммонитов в Северной Канаде и на Северо-Востоке СССР расселяются общие с областью Тетиса *Ancyloceratidae*. Эти обстоятельства затрудняют выделение в барреме Бореального пояса. Однако в районах, прилегающих к Тихому океану, еще сохраняются бореальные белемниты — *Oxyteuthidae* и уже редкие *Acroteuthis* (Jeletzky, 1964). По-видимому, только в бореальных бассейнах на севере Тихого океана обитали в барреме и ауцеллины, широко распространившиеся в морях Тетиса в апте.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный обзор палеозоогеографических особенностей морей Бореального пояса на протяжении юры и неокома и предлагаемое на основе этого палеозоогеографическое районирование являются первой попыткой такого рода и, бесспорно, по мере дальнейшего накопления фактических данных и более углубленного и тщательного их анализа во многом, вероятно, смогут быть уточнены и дополнены. Тем не менее и сейчас изложенный материал позволяет сделать некоторые выводы.

Прежде всего совершенно очевидно вырисовывается в северном полушарии широтная зональность в распределении фаунистических комплексов (с учетом смещения в рассматриваемое время географического полюса в сторону Берингова пролива). По мере движения к более высоким широтам морская конхилиофауна явно обедняется, что четко проявляется уже при переходе от Тетического пояса к Бореальному и в наибольшей степени чувствуется в располагавшейся вокруг полюса Арктической области (провинции) и Чукотско-Канадской провинции.

Этот факт можно объяснить только похолоданием морских вод по мере приближения к северному полюсу. Вместе с тем все имеющиеся дан-

ные о распределении наземной растительности (Вахрамеев и др., 1970) и палеотемпературные определения в рострах белемнитов (Берлин и др., 1970) говорят о том, что различия в температурах воды и воздуха даже между тропическими и приполярными областями были в мезозое очень невелики. Среднегодовые палеотемпературы воды, измеренные в рострах белемнитов, в тетических морях оказываются на 3—5° выше, чем в Сибири в ранней и средней юре, и на 5—10° выше, чем в поздней юре и неокоме.

Палеозоогеографический анализ показывает, что в целом степень дифференциации морских фаун в морях нашей планеты возрастала на протяжении юрского периода. Однако этот процесс не был постоянным и однонаправленным. Этапы прогрессирующего обособления фаун неоднократно сменялись этапами существенной нивелировки состава фаунистических сообществ. Такие нивелировки были в начале юрского периода, в тоаре, в келловее и оксфорде, в конце кимериджа и начале волжского века и, наконец, в меловом периоде, начиная с валанжина. Наоборот, в позднем плинсбахе, начиная с позднего тоара, и особенно в средней юре с позднего аалена — начала байоса, во второй половине волжского века и берриасе наблюдается резкое обособление фаун Бореального пояса.

Возраставшая в целом на протяжении юрского периода дифференциация морских фаун была обусловлена, вероятно, как усилившейся в поздней юре контрастностью климатических условий (появился аридный пояс), так и прогрессирующей специализацией фаунистических комплексов.

Различия фаунистических ассоциаций отдельных бассейнов не оставались постоянными во времени по рангу сравниваемых таксонов (семейства, подсемейства, роды, группы видов). Не были постоянными и ареалы отдельных таксонов. Так, из белемнитов *Passaloteuthidae* появились в западноевропейских морях с геттангского века, в Арктике — с конца плинсбаха, *Hastitidae* в Западной Европе — с плинсбаха, в Арктике — со второй половины тоара. Наоборот, *Duvaliidae* в арктических водах обитали со второй половины тоара, в Западной Европе — только с келловеев. Аммониты *Cardioceratidae* и белемниты *Cylindroteuthidae* указываются в североамериканских морях с байоса, в Северной Сибири — с бата (может быть, с конца байоса), а в Европе — с келловеев. Таких примеров можно было бы привести много. Не исключено, что развитие ряда родов и даже видов аммонитов, служащих основой для межрегиональных стратиграфических корреляций, в разных палеозоогеографических областях смещалось во времени, но это уловить пока невозможно, поскольку наша хроностратиграфическая шкала мезозоя построена на аммонитах.

Постоянно изменялись очертания границы Бореального зоогеографического пояса. Значительное расширение Бореальной области устанавливается в позднем плинсбахе и тоаре. Далее в средней юре границы Бореального пояса сократились за счет перехода европейских морей в Тетический пояс. Новое крупное расширение площади Бореального пояса произошло в келловее и раннем оксфорде, затем снова его границы отступили к северу, по крайней мере в европейских морях. В поздневолжское время бореальные фауны распространились далеко на юг, возможно до Мексики, в американских водах; в валанжине и готериве бореальные аммониты еще раз проникли в воды Тетиса в Европе.

Нельзя, наконец, обойти то парадоксальное обстоятельство, что Бореальный пояс, так отчетливо выраженный в юре и мелу в северном полушарии, не находит себе аналога в южном полушарии. Приходится, конечно, считаться со значительно более слабой изученностью мезозойских морских фаун в южном полушарии, а также с отсутствием сведений о геологии периферических областей Антарктиды, ныне затопленных вследствие прогибания под ледниковой нагрузкой. Если допустить в соответствии с положением северного полюса, что южный полюс в мезозое находился в районе Земли королевы Мод, то, казалось бы, при современном расположении материков в южном полушарии на периферии южного пояса должны быть антибореальные комплексы фауны.

Действительно, некоторые элементы бореальных фаун в южном полушарии обнаруживаются, но далеко в стороне от возможного местонахождения полюса. Раннелайасовые *Otapiria* известны в Австралии и Новой Зеландии (в последней есть средне- и позднеюрские *Retroceramidae*), позднеюрские бухии — в Австралии, Новой Зеландии, Индонезии и даже Индии. Готеривские симбирскиты отмечены в Австралии. Все это заставляет предполагать вслед за Ирвингом (Irving, 1964) и Стивенсом (Stevens, 1967), что в мезозое материковые глыбы южного полушария были сближены друг с другом и целиком располагались в умеренных широтах. На периферии их обитала сравнительно однородная фауна Индо-Тихоокеанской области, в районе же полюса был океан, где, естественно, мелководные фауны не развивались.

В Бореальном поясе северного полушария, в пределах материковых глыб Евразии и Северной Америки, заметные смещения отдельных участков земной коры относительно друг друга, вероятно, не имели места. Однако близость юрских и раннемеловых фаун Восточной Гренландии, бассейна Печоры, восточного склона Урала и Таймыра дает основание думать, что в мезозое Гренландия от Евразии не была еще отделена широким и глубоким Гренландским морем. По-видимому, существовал лишь сравнительно узкий и мелководный пролив, по которому могли осуществляться миграции фауны из Атлантики в Арктику и обратно, но который не препятствовал обмену мелководных фаунистических ассоциаций между морями Гренландии и севера Евразии.

Таким образом, палеозоогеографический анализ наряду с решением вопросов биостратиграфии и палеогеографии может оказать существенную помощь и в освещении тектонической жизни Земли, в первую очередь все еще окончательно не решенной проблемы горизонтальных перемещений крупных блоков земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Берлин Т. С. и др. Некоторые проблемы палеотемпературного анализа.— Геология и геофизика, № 4, 1970.
Бодылевский В. И. Бореальная провинция юрского периода.— Тр. 1-й сессии Всес. палеонтол. об-ва. М., 1957.
Бахрамеев В. А. и др. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 208, 1970.

- Воронец Н. С. Древнейшие верхнеюрские *Aucella* из района Анабарской губы.— Тр. НИИГА, т. 111, 1960.
- Дагис А. С. Юрские и раннемеловые брахиоподы севера Сибири.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 41, 1968.
- Ефимова А. Ф. и др. Полевой атлас юрской фауны и флоры Северо-Востока СССР. Магадан, 1968.
- Захаров В. А. Новые *Monotidae* нижнего лейаса с побережья Охотского моря и их стратиграфическое значение.— Геология и геофизика, № 3, 1962.
- Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования (отряд *Anisomyaria*). М., «Наука», 1966.
- Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования (сем. *Astartidae*).— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 113, 1970.
- Иванов А. Н., Аристов В. Н. Новые роды аммонитов из нижнемеловых отложений окрестностей Ярославля и происхождение симбирскитид. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 44, вып. 6, 1969.
- Иванова А. Н. Двустворчатые, брюхоногие и белемниты юрских и меловых отложений Саратовского Поволжья.— Тр. ВНИГРИ, вып. 137, 1959.
- Калачева Е. Д., Сей И. И. *Tugurites* — новый позднеааленский северотихоокеанский род.— Докл. АН СССР, т. 193, № 2, 1970.
- Кошелкина З. В. Новые данные по стратиграфии юрских отложений бассейна реки Анадыря.— В сб. «Иноцерамы юры и мела Северо-Востока СССР», вып. 32. Магадан, 1969.
- Месежников М. С. Зональная стратиграфия и зоогеографическое районирование морских бассейнов.— Геология и геофизика, № 7, 1969.
- Михайлов Н. П. Борейальные позднеюрские аммониты.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 107, 1964.
- Русаков О. М. Магнитное поле Земли в мезозое. Киев, изд. Ин-та геофиз. АН УССР, 1969.
- Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты Севера СССР. Роды *Pachyteuthis* и *Acroteuthis*. Л., «Наука», 1966.
- Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Нижне- и среднеюрские белемниты Севера СССР. *Nannobelinae*, *Passaloteuthinae* и *Hastitidae*.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 110, 1970.
- Сакс В. Н., Месежников М. С., Шульгина Н. И. Волжский ярус Сибири.— Геология и геофизика, № 1, 1970.
- Сапунов И. Г. Аммонитные зоны на тоарсиена в България.— Изв. на Геол. инст. Българск. Акад. на Наук., сер. палеонт., кн. 17, 1968.
- Сей И. И., Калачева Е. Д. Позднеааленские *Erycitoides* с южного побережья Охотского моря (Дальний Восток).— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 48, 1968.
- Худoley К. М., Сей И. И., Сибирякова Л. В. Основные черты стратиграфии юрской системы Дальнего Востока СССР.— Геология и геофизика, № 6, 1961.
- Юферев О. В. Палеобиогеографические пояса и подразделения ярусной шкалы.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1969.
- Callomon J. H. The Jurassic system in East Greenland. *Geol. of Arctic*, v. 1, 1961.
- Cope J. C. The paleontology and stratigraphy of the lower part of the Upper Kimmeridge clay of Dorset.— *Bull. of the Brit. Mus. (Natural history), Geology*, v. 15, N. 1, 1967.
- Frebold H. Fauna, age and correlation of the Jurassic rocks of Prince Patrik Island. *Geol. Surv. Canada, Bull.* 41, 1957.
- Frebold H. The Jurassic Faunas of the Canadian Arctic. Middle and Upper Jurassic Ammonites. *Geol. Surv. Canada, Bull.* 74, 1961.
- Frebold H. Jurassic of Western and Arctic Canada. *Geol. Surv. Canada, Pap.* 63—4, 1964a.
- Frebold H. The Jurassic faunas of the Canadian Arctic. Cadoceratinae. *Geol. Surv. Canada, Bull.* 119, 1964b.
- Frebold H. Hettangian Ammonite Faunas of the Taseko Lakes Area, British Columbia. *Geol. Surv. Canada, Bull.* 158, 1967.

- Frebold H. Pliensbachian Ammonoids from British Columbia and southern Yukon. *Canad. J. of Earth Scienc.*, v. 7, N. 2, 1970.
- Frebold H., Tipper H. W. Status of the Jurassic in the Canadian Cordilleras of British Columbia, Alberta and Southern Yukon. *Canad. J. of Earth Scienc.*, v. 7, N. 1, 1970.
- Geyer O. F. The ammonite genus *Sutneria* in the Upper Jurassic of Europe, Lethaia, v. 2, N. 1, 1969.
- Hallam A. Faunal realms and facies in the Jurassic. *Palaeontology*, v. 12, N. 1, 1969.
- Imlay R. W. Callovian (Jurassic) Ammonites from the United States and Alaska. Part I. Western Interior United States. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 249-A, 1953.
- Imlay R. W. Characteristic jurassic mollusks from northern. Alaska. *U. S. Geol. Surv. Proc. Pap.* 274-D, 1955.
- Imlay R. W. Ammonites of Early Cretaceous Age (Valanginian and Hauterivian) from the Pacific Coast States. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 334-F, 1960.
- Imlay R. W. Middle Bajocian Ammonites from the Cook Inlet Region, Alaska, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 418-B, 1964.
- Imlay R. W. Twin Creek Limestone (Jurassic) in the Western Interior of the United States. *Geol. Surv. Prof. Pap.* 540, 1967.
- Irving E. Paleomagnetism and its Application to Geological and Geophysical Problems. Wiley and Sons, N.-Y., 1964.
- Jeletzky J. A. Lower cretaceous marine index fossils of the sedimentary basins of Western and Arctic Canada. *Geol. Surv. Canada, Pap.* 64—11, 1964.
- Jeletzky J. A. Late Upper Jurassic and Early Lower Cretaceous fossil zones of the Canadian Western Cordillera, British Columbia. *Geol. Surv. Canada, Bull.* 103, 1965.
- Johnes D. L., Bailey E. A. and Imlay R. W. Structural and Stratigraphic Significance of the Buchia Zones in the Colyear Springs Paskenta Area California. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 647-A, 1969.
- Kutek J. Kimeryd i bonon Stobnicy. *Acta. Geol. Polonica*, v. 11, N 1, 1961.
- Kutek J. Kimeryd i najwyszy oksford poludniowo-zachodniego obrzezenia mezozoicznej Gor Swietokrzyskich. *Acta Geol. Polonica*, v. N 3, 1968.
- Malinowska L. Stratygrafia oksforda Jura czestochowskiej na podstawie amonitow. *Inst. Geol., prace t.* 36, Warczawa, 1963.
- Marwick J. Divisions and Faunas of the Hokonui System. *New Zealand Geol. Surv., Paleont. Bull.* 21, 1953.
- Stevens G. Upper Jurassic fossils from Ellsworth Land, West Antarctica, and notes on Upper Jurassic Biogeography of the South Pacific Region. *New Zealand J. of Geol. and Geophys.*, v. 10, N. 2, 1967.
- Wierzbowsky A. Problem granicy oksford-kimeryd w polnocnej czesci jury krakowko-czestochowskiej. *Rocznik polskiego towarzystwa Geologicznego*, t. 31, 1961.
- Wierzbowsky A. Some Upper jurassic ammonites of the genus *Ringsteadia* Salfeld, 1913, from Central Poland.— *Acta Geol. Polonica*, v. 20, N. 2, 1970.

А. В. ФУРСЕНКО, К. Б. ФУРСЕНКО

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ
РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФОРАМИНИФЕР В ФАЦИЯХ
ШЕЛЬФА, ЛАГУН И ЭСТУАРИЕВ**

В течение ряда лет авторы занимались изучением экологии и видового состава фораминифер лагуны Буссе (о. Сахалин) и опубликовали несколько работ (А. В. Фурсенко, К. Б. Фурсенко, 1968, 1970; Непейна, Фурсенко, 1969). Основная задача данной статьи — показать, как и в каких условиях происходит смена видового состава фораминифер в латеральной последовательности фаций: сублитораль — лагуна — эстуарий в прибрежных областях залива Анива и Татарского пролива соответственно по западному побережью Тонино-Анивского п-ва и по западному же побережью о. Сахалин. Дополнительно для Татарского пролива приводятся некоторые данные по фораминиферам верхней батииали и по элито-рали. Биомические подразделения принимаются по П. В. Ушакову (1949). Попутно с изложением собственных наблюдений использованы опубликованные данные З. Г. Щедриной (1958) и Х. М. Саидовой (1961), касающиеся фораминифер названных акваторий. Ниже излагаются вопросы, касающиеся природных комплексов фораминифер, абиотической среды их обитания, латеральной смены комплексов и отдельных видов фораминифер. Особо рассматривается вопрос об использовании коэффициента вариации размеров раковин фораминифер в качестве критерия для распознавания условий обитания последних — морского или лагунного.

**О ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСАХ ФОРАМИНИФЕР
И ИХ ГЕТЕРОГЕННОСТИ**

Напомним значение термина «комплекс», используемого в предыдущих работах (А. В. Фурсенко, К. Б. Фурсенко, 1968, 1970) и в исследованиях других специалистов по микрофауне. Под комплексом понимается совокупность представителей той или иной группы организмов, в нашем случае фораминифер, как живых, так и мертвых, в момент взятия пробы донного грунта или сбора материала с поверхности субстрата. В состав комплекса могут входить особи видов разных родов и семейств форамини-

фер. Частично это могут быть особи, обитавшие на месте взятия пробы, частично — привнесенные извне. Оставаться на месте обитания или быть переносимыми с одного места на другое могут в равной мере и живые особи, содержащие протоплазму в своих раковинах, и отмершие — пустые раковины.

Таким образом, под комплексом фораминифер понимается довольно сложная гетерогенная совокупность. Это позволяет ввести представление о структуре донных комплексов фораминифер, определяемой видами или вообще систематическим составом этих организмов, относительным обилием отдельных видов, а также тем, являются ли те или иные особи живыми или мертвыми в момент взятия пробы, и, наконец, отложились остатки этих особей — раковины — на месте обитания или были привнесены из другого места. В результате возникло предложение именовать донные комплексы фораминифер в зависимости от их структуры биокомплексами или танатокомплексами, в случае смешанного состава — из живых и отмерших раковин — танатобиокомплексами. При описании комплексов желательнее указывать, находятся фораминиферы *in situ* или перемещены (автохтонный или аллохтонный комплекс); при смешении в одном комплексе тех и других особей можно пользоваться понятным для каждого геолога термином «аллавтохтонный». При наиболее сложной структуре комплекса речь может идти о аллавтохтонном танатобиокомплексе. Именно такие сложные по своей структуре комплексы являются наиболее частым, характерным случаем для комплексов фораминифер.

В связи с терминами возникает необходимость разъяснить, что понятие «биоценоз» ни в коем случае не равноценно понятию «комплекс». Под биоценозом, как известно, подразумевается естественное сообщество всех организмов, принадлежащих, как правило, к различным группам растений и животных и обитающих в ограниченных пространственных рамках — в пределах биотопа. Организмы, входящие в состав биоценоза, обязательно находятся в тех или иных биотических отношениях друг с другом непосредственно или через внешнюю абиотическую среду. Биогеоценозом (Сукачев, 1945; Зенкевич, 1970) принято называть совокупность биоценоза и абиотической среды его существования. Под комплексом же авторами понимается любая совокупность живых или отмерших особей некоторого таксона (в нашем случае — фораминифер), существующая в определенном месте: в пробе грунта, на его поверхности или на ином субстрате. Биотические связи между элементами комплекса, очевидно, не обязательны, но возможны. Понятие комплекса в известном отношении формальное, хотя при изучении могут и даже по мере возможности должны быть получены сведения, полезные для выяснения условий образования и существования данного комплекса.

Табл. 1 иллюстрирует состав комплексов залива Анива, лагуны Буссе и эстуариев впадающих в нее рек. Против названий фораминифер в колонках под номерами станций показаны: в левой половине каждой колонки — суммарное количество особей данного вида на 10 г воздушно-сухой пробы грунта, в правой курсивом — число живых особей данного вида на ту же навеску. Внизу таблицы для каждой станции в левой части колонки приведено суммарное количество особей всех видов форамини-

Видовой состав фораминифер, структура их комплексов и условия абиотической среды в заливе Анива, лагуне Буссе и эстуарии

Вид фораминифер	Залив Анива							Лагуна Буссе		Эстуарий	
								открытый плес	ватт		
	номера станций										
	Б-VI	А-VI	А-V	А-IV	А-III	Г-II	Г-I	А-I	317	227	220
<i>Hyperammina subnodosa</i>	4	1									
<i>Reophax arcticus</i>	37		64	5 I	10	18	8				
<i>R. curtus</i>	5	36 6	31 9	2,5 I	17						
<i>Recurvovoides turbinatus</i>	90 5	2									
<i>Cribrostomoides hancocki</i>	17			0,5							
<i>Ammobaculites exiguus</i>											24 24
<i>Ammotium cassis</i>	4	16	20	1	6		0,5	1		7	
<i>Spiroplectammina bififormis</i>	95 5	49	27	0,5	3		0,5				
<i>Textularia terquata</i>	4	5	13	1,5 I							
<i>Miliammina fusca</i>									40	9	17 17
<i>Trochammina inflata</i>							1,5	0,5	2750 70	43	
<i>T. ochracea</i>						1	0,5		70		
<i>Trochammina winogradovi</i>											(1)
<i>Jadammina macrescens</i>											1
<i>Eggerella advena</i>	213 0,5	86 5	433 41	27 2	215 11	123 3	28		530	8,6	
<i>Quinqueloculina seminulum</i>					0,5		7	0,2	140		
<i>Q. arctica</i>					0,5						
<i>Flintina nomurai</i>									(1)		
<i>Rosalina columbiensis</i>									4620 180		
<i>Buccella frigida</i>									800 90		

<i>B. inusitata</i>			3	6 I	52 11	7	25 5	2			
<i>Nonion labradoricus</i>	6 0,5			1	4						
<i>Nonionella auricula</i>		3 3		4							
<i>Cribrononion incertus</i>									90		
<i>Faujasinella sp.</i>									1780 180		
<i>Elphidium excavatum</i>						1 I	5		4320 710	0,4 0,2	
<i>E. fax</i>							4 I	1,3			
<i>E. selseyense</i>									1080 90		
<i>Elphidium clavatum</i>	1,5			1,5	72 11	11	21				
<i>E. jenseni</i>									270		
<i>Elphidium sp. sp.</i>				1,5		7	53 2		530		
<i>Elphidiella recens</i>					(1)						
<i>Cribroelphidium goesi</i>	3 I			1	3						
<i>C. frigidum</i>				1	30		20	2	17160 890		
<i>Polymorphina sp.</i>	1										
<i>Islandiella sp.</i>	0,5										
<i>Buliminella elegantissima</i>						3 2	6 2		420 70		
Число фораминифер на 10 г воздушно-сухого осадка	481 12	198 14	591 50	54 6	413 33	171 6	185 10	7	34600 2280	68 0,2	42 41
Глубина	56	50	42	32	25	18	10	7	5,10	0,15	0,4
Грунт	Ил	Ил	Ил	Ил песчаный с галькой	Песок илистый с галькой	Песок илистый с галькой	Песчаный ил	Песок	Песок с галькой	Ил алевритистый	Песок
Температура	0,29	-0,34	0,47	0,13	1,67	5,75	11,36	15,0	17,13	15,2	22,0
Соленость	33,28	33,29	33,13	33,34	32,73	33,15	32,77	31,82	31,56	31,42	19,14
Кислород, мг/л	10,02	8,87	9,59	7,06	9,85	8,96	10,43	8,96	7,29	10,03	7,82
pH	8,31	8,20	8,18	8,18	8,25	8,45	8,05	8,51	8,35	8,50	7,86

Примечание. В круглых скобках приведены находки видов, не обнаруженных в данном образце, но встречающихся в сходных условиях.

фер, как отмерших, так и живых, из расчета на 10 г воздушно-сухой пробы («фораминиферовое число»), в правой половине — суммарное число живых особей на ту же навеску. Кроме того, приведены данные определений и анализов некоторых наиболее важных факторов абиотической среды, выполненные в июле — августе 1966—1968 гг. Количество отмерших раковин фораминифер в той или иной пробе всегда больше числа живых особей, обычно значительно, за исключением проб из эстуариев, где в ряде случаев отдельные виды фораминифер представлены на 100% раковинами, содержащими цитоплазму.

Из табл. 1 видно, что «фораминиферовое число» достигает 500 экз. в области шельфа, в лагуне Буссе на открытом плесе — 34 000, на ваттах — 68 и в эстуариях рек, впадающих в лагуну, — всего лишь 40 экз. Наиболее разнообразны по своему видовому составу комплексы области шельфа, но некоторые комплексы из лагуны немногим уступают шельфовым в этом отношении и в ряде случаев во много раз превышают шельфовые по количеству особей.

Для выявления живых фораминифер использовались приемы обработки раковин красителем «бенгальская роза» в соответствии с рекомендациями Уолтона (Walton) и Х. М. Саидовой (1967). «Бенгальская роза» окрашивает, как известно, цитоплазму фораминифер и других организмов, пустые раковины остаются бесцветными. Как отмечалось рядом исследователей, в том числе и авторами, во многих случаях отмершие раковины обильнее и в систематическом отношении разнообразнее, чем живые. Это объясняется более широким прижизненным распространением и обилием вымерших или сейчас не обитающих в данном месте форм в сравнении с ныне живущими. Такое предположение было высказано в свое время А. Л. Яншиным (А. В. Фурсенко, 1969) в отношении ряда фораминифер, встречаемых исключительно в виде пустых раковин в области сублиторали восточного побережья Камчатки. Возможен привнос чуждых данному биотопу живых особей или отмерших раковин ныне живущих форм. Иногда, вероятно, имеют место одновременно оба случая. Косвенным указанием автохтонности или аллохтонности фораминифер могут служить общие особенности распространения отмерших раковин и ныне существующих — достаточно резко выраженное совпадение или несовпадение распределения тех и других на поверхности грунта или на некоторой глубине ниже этой поверхности, соответствие или несоответствие размеров раковин преобладающим размерам минеральных зерен, слагающих осадок.

АБИОТИЧЕСКАЯ СРЕДА В ОБЛАСТИ ШЕЛЬФА, ЛАГУН И ЭСТУАРИЕВ

Лагуны, как известно, отличаются аномальным солевым режимом, иногда повышенной хлорностью и соответственно соленостью, иногда, наоборот, пониженной. В последнем случае они относятся к гипогалинным или солоноватоводным водоемам. На Сахалине известны лагуны только второго типа. В отличие от Мирового океана и ряда его окрашенных мо-

рей соленость в лагунах подвержена в каждый данный отрезок времени значительным колебаниям. Например, как уже указывалось (А. В. Фурсенко, К. Б. Фурсенко, 1968, 1970), в пределах открытого плеса лагуны Буссе для значения хлорности даны цифры 17,57 и 14,96‰, наиболее характерные значения хлорности 16,90‰, чему отвечают величины солености 31,74; 27,03 и 30,53‰ (Непейна, Фурсенко, 1969). В то же время в заливе Анива колебания хлорности укладываются в пределы 17,88 и 18,85‰, чему отвечает соленость в 32,30 и 33,16‰. Ряд лагун северо-восточного побережья Сахалина, как известно из работы Н. А. Волошиновой и А. В. Петрова (1939), отличается от лагуны Буссе более низкой хлорностью — соленостью (А. В. Фурсенко, К. Б. Фурсенко, 1970). Наиболее низкие значения хлорности — солености отмечались для эстуариев рек: у входа в эстуарий — 11,45‰, во время отлива — 0,72 и в 100 м выше — 0,04‰, что соответствует солености в 20,71; 1,33 и 0,07‰.

Придонные температуры в лагунах летом в общем выше, чем в прилегающих частях открытого шельфа. В заливе Анива, как и вообще в Охотском море, на глубине в несколько десятков метров отмечаются стабильные круглогодичные отрицательные температуры придонных слоев воды. Вместе с тем вышележащая толща воды подвержена значительным температурным изменениям. В области литорали и верхней сублиторали эти колебания приближаются к тому, что наблюдается в лагунах. Для лагун в весеннее, летнее и осеннее время характерно значительное выравнивание гидрологических условий за счет ветрового переменывания и приливно-отливных течений. Это касается в первую очередь температур.

В летнее время, в дневные часы особенно, для эстуариев, лагун и области литорали характерно пересыщение кислородом до 232%, при наиболее обычных 120—130%, за счет ветрового перемешивания водных масс и в связи с выделением кислорода водорослями и морской травой при фотосинтезе.

Значения рН постепенно снижаются в направлении лагуна — элитораль. Максимальные значения рН до 9,45 характерны для богатых растительностью участков лагуны Буссе в условиях освещения прямыми солнечными лучами. Наиболее частые значения для лагуны 8,20—8,50 рН, для сублиторали залива Анива на глубинах 40—50 м 7,90—8,20 рН, реже несколько больше.

ВИДОВОЙ СОСТАВ ФОРАМИНИФЕР ПЕРЕХОДНОЙ ОБЛАСТИ МОРЕ — МАТЕРИК

В табл. 2 приведены все известные находки фораминифер из донных грунтов шельфа залива Анива, из лагуны Буссе и из эстуариев рек, впадающих в эту лагуну. Во всей рассматриваемой области, являющей пример перехода от морских фаций к материковым, наблюдается постепенная смена комплексов фораминифер. Общее число видов достигает 49. Из них видов, присущих только шельфу залива Анива, насчитывается 26, встречающихся и на шельфе и в лагуне Буссе — 11, встречающихся только в лагуне Буссе — 8. В пределах осушки (ватта) лагуны Буссе обнаружено

Распределение фораминифер в заливе Анива, лагуна Буссе и в эстуариях рек, впадающих в лагуну

Виды фораминифер	Шельф				Лагуна	Ватт	Эстуарий
	свыше 50 м		менее 50 м				
	З. Г. Шелдрина (1958)	Данные авторов	З. Г. Шелдрина (1958)	Данные авторов			
	1	2	3	4	5	6	7
<i>Psammospaera fusca</i> Schultze			+				
<i>Webbinella hemisphaerica</i> (Jones, Parker et Brady)			+				
<i>Hyperammina subnodosa</i> Brady	+	+					
<i>Hippocrepina indivisa</i> Parker			+	+			
<i>Reophax arcticus</i> Brady	+	+		+			
* <i>R. curtus</i> Cushman	+	+	+	+			
<i>R. difflugiformis</i> Brady	+						
* <i>Recurvoides contortus</i> Earland	+	+					
<i>R. laevigatus</i> Hoeglund	+		+				
* <i>Cribrostomoides hancocki</i> (Cushman et Culloch)		+		+			
<i>Alveolophragmium orbiculatum</i> Stschedrina	+						
<i>A. orbiculatum</i> var. <i>ochotensis</i> Stschedrina	+		+				
<i>Ammobaculites exiguus</i> Cushman et Bronnimann							+
* <i>Ammotium cassis</i> (Parker)	+	+	+	+	+	+	
* <i>Spiroplectammina biformis</i> (Parker et Jones)	+	+		+			
<i>Textularia antarctica</i> (Wiesner)	+						
<i>T. terquata</i> Parker		+		+			
<i>Miliammina fusca</i> (Brady)			+		+	+	+
* <i>M. herzensteini</i> (Schlumberger)	+						
* <i>Trochammina inflata</i> (Montagu)			+	+	+	+	
<i>T. ochracea</i> (Williamson)	+		+	+	+		
<i>T. winogradovi</i> Didkovsky							+

	1	2	3	4	5	6	7
* <i>Trochamminula fissuraperta</i> Stschedrina			+				
<i>Jadammina macrescens</i> (Brady)							+
* <i>Eggerella advena</i> (Cushman)	+	+	+	+	+	+	
* <i>Quinqueloculina agglutinata</i> Cushman	+						
* <i>Q. arctica</i> Cushman				+			
<i>Q. lata</i> Terquem					+		
* <i>Q. seminulum</i> (Linné)				+	+		
<i>Flintina nomurai</i> Asano					+		
<i>Rosalina columbiensis</i> (Cushman)					+		
<i>Buccella frigida</i> (Cushman)			+	+	+		
* <i>B. inusitata</i> Andersen		+	+	+	+		
* <i>Nonion labradoricus</i> (Dawson)		+	+	+			
<i>N. orbiculare</i> (Brady)	+		+				
<i>Nonionella auricula</i> Heron-Allen et Earland			+				
<i>Cribrononion incertus</i> (Williamson)					+		
<i>Faujasinella</i> sp.					+		
<i>Elphidium excavatum</i> Terquem					+	+	
* <i>E. clavatum</i> Cushman	+	+	+	+			
<i>E. fax</i> Nicol				+	+		
<i>E. selseyense</i> (Heron-Allen et Earland)					+		
<i>E. jenseni</i> (Cushman)					+		
* <i>Elphidiella recens</i> Stschedrina	+		+	+			
* <i>Criboelphidium goesi</i> (Stschedrina)	+	+	+	+			
<i>C. frigidum</i> (Cushman)				+	+		
<i>Cassidulina norcrossi</i> Cushman	+	+	+				
* <i>Buliminella elegantissima</i> (Orbigny)				+	+		
<i>Cibicides rotundatus</i> Stschedrina			+				

Примечание. Звездочками отмечены виды, упоминаемые Х. М. Саидовой (1961) без точного указания местонахождения; крестиками отмечена встречаемость вида по данным З. Г. Щединой (1958) и авторов.

всего пять видов, в эстуариях рек, впадающих в лагуну Буссе, — четыре, причем три из них встречены исключительно в эстуариях.

В числе свойственных только области восточного шельфа залива Анива заслуживают упоминания, очевидно, относительно стеногалинные представители ряда родов, из агглютинирующих *Hyperammina*, *Reophax* (ряд видов), *Recurvoides*, *Cribrostomoides*, *Alveolophragmium*, *Spiroplectammina*, *Textularia*, *Miliammina herzensteini*, *Trochammina*; из секреторных — *Nonion*, *Nonionella*, *Elphidiella*, *Cassidulina* и *Cibicides*.

Встречены как в области шельфа, так и в лагуне Буссе *Ammotium cassis*, представители рода *Trochammina* (*T. inflata*, *T. ochracea*), *Eggerella* (*E. advena*), *Quinqueloculina* (*Q. seminulum*), *Buccella* (два вида), *Elphidium* (из пяти видов только один — *E. clavatum* — обитает в области шельфа и один в лагуне Буссе — *E. fax*), *Cribraelphidium* (*C. frigidum*) и, наконец, *Buliminella* (*B. elegantissima*) — одна из форм, наиболее распространенных в области сублиторали и в умеренно опресненных лагунах.

Обнаружены только лишь в лагуне *Quinqueloculina lata*, *Flintina nomurai*, *Rosalina columbiensis*, *Cribrononion incertus*, *Faujasinella* sp., *Elphidium excavatum*, *E. selseyense*, *E. jenseni*.

Исключительно эстуариям свойственны *Ammobaculites exiguus*, *Trochammina winogradovi*, *Jadammina macrescens*. Очень обычная в эстуариях *Miliammina fusca* дополняет этот краткий перечень, но она известна в живом состоянии из северной относительно более опресненной части лагуны Буссе, где обитает среди ризоидов водорослей.

Из перечисленных обитателей эстуариев наиболее характерным видом является *Jadammina macrescens* (Brady) (= *J. polystoma Bartenstein et Brand* по описанию этих двух авторов, 1938). Этот вид, или отвечающая ему группа очень близких видов, отличается повсеместным распространением, но встречается в живом состоянии исключительно в водоемах со значительно пониженной соленостью: это бухта Яде в устье Везера, опресненные заливы по берегам Северной Америки (Bartenstein, 1970). Кроме того, это эстуарии рек, впадающих в лагуну Буссе, и, по-видимому, ряд других опресненных бассейнов по берегам дальневосточных морей.

К этой же группе видов (или даже виду) относится, возможно, *Entzia tetrastomella* Dadaу из солонатоводных озер Румынии (Семиградье, Трансильвания) и *Borovina zernovi* Schmalhausen из солонатоводного же реликтового бассейна оз. Балпаш-сор (Шмальгаузен, 1951; Бархатова, 1969; Серова, 1961). Наличие представителей рода *Jadammina* («*Borovina*») может служить указанием на более или менее значительную степень обособления бассейна, некогда связанного с морем. Находки *Jadammina macrescens* в эстуариях рек Сахалина подтверждают мнение, недавно высказанное Х. Бартенштейном, о тесном родстве представителей рассматриваемой группы и о ее чрезвычайно широком распространении. Отсутствие *J. macrescens* в лагунах Северо-Восточного Сахалина (Волошинова, Петров, 1939) объясняется, по-видимому, тем, что пробы для изучения фораминифер отбирались из самих лагун («озер»), а не из эстуариев, впадающих в эти лагуны рек.

Переход от открытого шельфа к лагуне характеризуется в нашем случае, во-первых, общим обеднением видов, во-вторых, увеличением числа экземпляров отдельных видов, в-третьих, преимущественным развитием фораминифер, принадлежащих немногим родам и еще более ограниченному числу семейств: *Lituolidae* (*Ammotium*), *Miliolidae* (*Quinqueloculina*, *Flintina*), *Discorbidae* (*Rosalina*, *Buccella*), *Nonionidae* (*Cribrononion*), *Elphidiidae* (*Faujasinella*, *Elphidium*, *Criboelphidium*).

Характерная для гипогалинных бассейнов форма *Ammonia beccarii*, встречается в заливе Анива и в лагуне Буссе очень редко и лишь в виде отмерших единичных раковин. Причина, по-видимому, климатическая — недостаточно высокая температура воды в период размножения фораминифер. Южнее Сахалина у берегов Японии, в многочисленных лагунах и заливах, а также в заливе Петра Великого (Троицкая, 1970) живые *A. beccarii* и близкие формы этой же группы встречаются постоянно и в больших количествах. Предполагается, что *A. beccarii* на юге Сахалина является элементом танатокомплекса, находящимся в субфоссильном состоянии со времени потепления Тихоокеанского бассейна в раннем голоцене.

Близкая картина изменений состава микрофауны в латеральном направлении по мере перехода от верхней части материкового склона к побережью отмечается и для омываемого Татарским проливом западного побережья Сахалина (табл. 3). Геоморфологические особенности здесь, однако, несколько отличны от наблюдаемых в районе лагуны Буссе. Татарский пролив значительно глубже залива Анива. Бывшие в распоряжении авторов материалы по данной области позволили нарисовать картину постепенного изменения комплексов фораминифер от верхней части батиаля через элитораль и сублитораль до тянущейся на десятки километров вдоль берега «лагуны», расположенной на абразионном уступе (бенче) у подножия обрывов коренных пород третичного возраста (клифа). Внешняя сторона бенча окаймлена рифом из глыб коренных пород, обнажающихся и здесь и под водой на обширном пространстве самой абразионной ступени.

Состав фораминифер в Татарском проливе разнообразнее, чем в заливе Анива. Кроме того, отмечается ряд видов, приуроченных главным образом или даже исключительно к осадкам верхней батиаля. Это *Technitella legumen*, *Hyperammina bradyi*, *H. subnodosa*, *Reophax curtus*, *R. scorpiurus*, *Amodiscus catinus*, *Recurvoides contortus*, *Alveolophragmium orbiculatum*, *Adercotryma glomerata*, *Miliammina herzensteini*, *Robulus orbigny*, *R. pavlovskii*, *Uvigerina peregrina*, *Angulogerina angulosa*, *Cassidulina crassa*, *C. norcrossi* и др. Ни один из перечисленных видов не был встречен в области бенча, и большинство из них не встречается в области шельфа. Для нижней части этого последнего — элиторали — особенно характерны представители агглютинирующих фораминифер: из семейства *Hyperamminidae*, разнообразные *Reophaeidae*, *Lituolidae* (особенно роды *Recurvoides*, *Cribrostomoides* и *Haplophragmoides*), *Trochamminidae* (ряд видов), *Anomalinidae* (*Cibicides*); прирастающие к субстрату *C. lobatulus*, на западном шельфе Татарского пролива в изобилии встречающиеся на валунах, поднятых дочерчателем. Кроме того, *Nonionidae* (*Nonion*, *No-*

Таблица 3

Распределение фораминифер в области верхней части материкового склона
и материковой отмели (шельфа) Татарского пролива

Вид фораминифер	Материковый склон		Материковая отмель (шельф)				
			Элитораль 50-200 м		Сублитораль до 50 м		Бенч
	З. Г. Шед-рина (1958)	данные авторов	З. Г. Шед-рина (1958)	данные авторов	З. Г. Шед-рина (1958)	данные авторов	
	1	2	3	4	5	6	7
<i>Technitella legumen</i> Norman	+						
<i>Webbinella depressa</i> Heron-Allen et Earland					+		
<i>Iridia diaphana</i> Heron-Allen et Earland					+		
<i>Hyperammina bradyi</i> Stschedrina	+		+				
<i>H. elongata</i> Brady			+				
<i>H. subnodosa</i> Brady	+		+	+		+	
<i>Psammotodendron arborescens</i> Norman			+				
<i>Reophax arcticus</i> Brady			+	+	+		+
<i>R. asymmetricus</i> Stschedrina			+				
<i>R. difflugiformis</i> Brady			+	+			
<i>R. dentaliniformis</i> Brady				+			
* <i>R. curtus</i> Cushman		+	+	+	+		
<i>R. scorpiurus</i> Montfort	+		+				
<i>Ammodiscus catinus</i> Hoeglund	+		+		+		
<i>A. planus</i> Hoeglund				+			
* <i>Recurvoides contortus</i> Earland	+		+				
<i>R. laevigatus</i> Hoeglund			+		+		
<i>R. turbinatus</i> Brady				+			
<i>Cribrostomoides bradyi</i> Robertson			+	+			
<i>C. hancocki</i> (Cushman et Culloch)				+			
<i>C. jeffreysi</i> (Williamson)			+				
* <i>C. scitulus</i> (Brady)			+	+			

	1	2	3	4	5	6	7
<i>Alveolophragmium orbiculatum</i>							
Stschedrina	+		+				
<i>A. orbiculatum</i> var. <i>ochotensis</i>							
Stschedrina	+		+		+		
<i>Adercotryma glomerata</i> (Brady)	+		+	+			
* <i>Haplophragmoides columbiense</i> var. <i>evolutus</i> Cushman et Culloch			+				
<i>H. sphaeriloculus</i> (Cushman)			+				
<i>H. trullissatus</i> (Brady)			+				
* <i>Ammotium cassis</i> (Parker)			+	+		+	
* <i>Spiroplectammina biformis</i> (Parker et Jones)				+			
<i>Textularia antarctica</i> (Wiesner)					+		
<i>T. terquata</i> Parker				+			
* <i>Miliammina herzensteini</i> (Schlumberger)	+	+	+	+		+	
<i>Trochammina globigeriniformis</i> (Parker et Jones)				+			
* <i>T. inflata</i> (Montagu)		+	+	+		+	
<i>T. ochracea</i> (Williamson)				+			
<i>Trochammina fissuraperta</i> Stschedrina			+				
* <i>Eggerella advena</i> (Cushman)	+	+	+	+	+	+	+
<i>E. subconica</i> Parr				+			
* <i>Karrerella baccata</i> (Schwager) var. <i>sublittoralis</i> Saidova		+		+			
* <i>Quinqueloculina agglutinata</i> Cushman			+	+			
<i>Q. arctica</i> Cushman		+		+	+		
<i>Q. curta</i> Cushman					+		
* <i>Q. seminulum</i> (Linné)			+		+		+
<i>Q. vulgaris</i> (Orbigny)					+		
<i>Q. lata</i> Terquem							+
<i>Rosalina columbiensis</i> (Cushman)							+
<i>Robulus orbigny</i> (Bailey)	+		+				
<i>R. pavlovskii</i> Stschedrina	+		+				
<i>Glandulina laevigata</i> Orbigny			+				
<i>Buccella frigida</i> (Cushman)							+

	1	2	3	4	5	6	7
* <i>Bucella inusitata</i> Andersen			+	+	+	+	+
<i>Epistominella vitrea</i> Parker		+		+			
* <i>Cibicides lobatulus</i> (Walker et Jacob)	+		+	+	+		
<i>C. umbonatus</i> Phleger et Parker			+				
* <i>Nonion labradoricus</i> (Dawson)			+	+	+		
* <i>N. grateloupi</i> (Orbigny)			+	+			
<i>Nonionella digitata</i> (Norvang)				+			
<i>Globigerina bulloides</i> Orbigny		+		+			
<i>G. quadrilatera</i> Galloway et Wissler			+				
<i>Elphidium fax</i> Nicol					+		+
<i>E. excavatum</i> Terquem						+	+
* <i>E. clavatum</i> Cushman	+		+	+	+		
<i>E. incertum</i> (Williamson)		+	+	+	+		
<i>E. selseyense</i> (Heron-Allen et Earland)							+
* <i>Elphidiella arctica</i> (Parker et Jones)					+		
* <i>E. hannai</i> (Cushman et Grant)			+				
<i>E. recens</i> Stschedrina					+	+	
* <i>Criboelphidium goesi</i> (Stschedrina)			+				
<i>C. frigidum</i> (Cushman)				+		+	+
* <i>Buliminella elegantissima</i> (Orbigny)				+			+
* <i>Globobulimina auriculata</i> (Bailey)				+			
* <i>Uvigerina peregrina</i> Cushman	+	+	+	+			
* <i>Angulogerina angulosa</i> (Williamson)	+	+		+			
* <i>Bolivina decussata</i> Brady		+		+			
<i>B. earlandi</i> Parr				+			
<i>Cassidulina crassa</i> Orbigny	+		+				
<i>C. norcrossi</i> Cushman	+		+				
<i>C. subacuta</i> (Gudina)				+			
* <i>Cassandra smečkovi carinata</i> (Voshinova)				+			
* <i>Islandiella ochotica</i> (Saidova)		+	+	+			

Примечание см. табл. 2.

nionella), *Elphidiidae* (роды *Elphidium* и *Criboelphidium*), *Buliminidae* (*Uvigerina*, *Angulogerina*, *Bolivina*), *Cassidulinidae* (*Cassidulina*, *Cassandra*, *Islandiella*).

В области бенча были встречены для него характерные *Reophax arcticus*, *Eggerella advena*, очень обычная на шельфе залива Анива и в лагуне Буссе, *Quinqueloculina seminulum*, *Q. lata*, *Rosalina columbiensis*, *Buccella frigida*, *B. inusitata*, *Elphidium fax*, *E. excavatum*, *E. selseyense*, *Criboelphidium frigidum*, *Buliminella elegantissima*. Как видно, комплекс фораминифер напоминает известный из лагуны Буссе, хотя гидрологический режим заметно отличается — особенно соленость, которая в области бенча несколько выше, чем в лагуне Буссе.

Нетрудно заметить, что фауна фораминифер Татарского пролива (см. табл. 3), если вести сравнения на соответствующих батиметрических уровнях, несколько богаче подобной фауны залива Анива (см. табл. 2). Причины здесь в основном географические, с которыми связано относительное богатство более тепловодной япономорской фауны в целом по сравнению с относительно холодноводной охотоморской. Кроме того, список видов фораминифер Татарского пролива расширен за счет относительно глубоководных форм, происходящих из областей верхней батииали и элиторали. Для залива Анива предельные глубины отбора грунтовых проб ограничались 50 м с небольшим.

Можно отметить, что комплексы донных фораминифер залива Анива, тесно связанного с Охотским морем и приближающегося к этому последнему по своему гидрологическому режиму, все же напоминают соответствующие в биомическом отношении комплексы Татарского пролива, причисляемого к Японскому морю по некоторым гидрологическим и отчасти зоогеографическим особенностям.

Таким образом, по изменению условий абиотической среды и по постепенной смене видов фораминифер может быть намечена граница между двумя группировками фаций — мелководной морской и лагунно-эстуариевой, тяготеющей как к морю, так и к суше. По характеру микрофауны более резкое различие намечается между лагуной и эстуарием, нежели между областью шельфа и лагуной. Переход от одной группировки фаций к другой не резко выражен; смена гидрологических условий и микрофауны постепенная. В некоторых отношениях лагуна приближается к верхней турбулентной зоне сублиторали, где иногда отмечается пышный расцвет водорослей в области бенча и в лагунах — местами водорослей, местами морской травы, в наиболее опресненных лагунах — рдеста (Волошинова, Петров, 1939). От ближайшей открытой верхней сублиторали лагуна отличается более высокой продукцией биомассы как растительного, так и животного происхождения.

Некоторые данные о субстратах, на которых обитают бентосные фораминиферы, были опубликованы в печати (А. В. Фурсенко, К. Б. Фурсенко, 1968, 1970). Среди фораминифер, обитающих в области сублиторали и в лагунах, есть виды, либо исключительно приуроченные к растительным субстратам (*Rosalina columbiensis*, обитающая на зостере), либо предпочитающие подобный субстрат, в частности слоевища водоросли анфельции, каменистому или песчаному грунту (*Criboelphidium frigidum*, *Elphi-*

dium excavatum и др.). Обогащение донных комплексов фораминифер рядом видов происходит за счет падающих на дно раковин фораминифер, опустевших после процессов агамогонии или гамогонии.

О ЗАТРУДНЕНИЯХ В РАСПОЗНАВАНИИ ФОРАМИНИФЕР ШЕЛЬФОВОЙ И ЛАГУННОЙ ГРУППЫ ФАЦИЙ ПО ЗНАЧЕНИЮ КОЭФФИЦИЕНТА ВАРИАЦИИ

Известный исследователь фораминифер Ф. Б. Фледжер (Phleger, 1964) в своей программной статье высказал предположение о более значительной изменчивости лагунных и эстуариевых форм в сравнении с представителями открытого моря, в частности области шельфа. Ф. Б. Фледжер исходит из того, что при разнообразии и неустойчивости условий среды обитания фораминифер изменчивость их (по мнению Фледжера — мутационная) значительно увеличивается и, наоборот, при более однородных стабильных условиях уменьшается. Ф. Б. Фледжер приводит значения коэффициентов вариации избранного им признака — наибольшего диаметра раковины — для двух видов: *Elphidium gunteri* Cole и *Ammonia beccarii* (Linné) — из залива Сан Антонио (Техас), а для второго из названных видов, кроме того, и из дельты р. Миссисипи. Данные Фледжера довольно показательны и говорят в пользу его предположения. Так, для *E. gunteri* из верхней части залива Сан Антонио коэффициент вариации v для двух совокупностей раковин этого вида равен соответственно 23,7 и 25,1%. Для более опресненных условий эстуарии впадающей в залив р. Гвадалупе $v=28,5\%$ и для открытой — океанской — части шельфа $v=10,9\%$. Для *A. beccarii* из залива Сан Антонио и близлежащего шельфа значения v оказались равными 36% в наиболее удаленной от моря части залива, 22 — 31 в его средней части и 13—21,6% из области шельфа. Данные Фледжера для изменчивости *A. beccarii* из дельты р. Миссисипи менее определены.

При изучении фораминифер лагуны Буссе и отчасти залива Анива представилась более сложная картина их изменчивости. Под коэффициентом вариации понималась та же величина, что и у Фледжера:

$$v = \frac{s}{\bar{x}} 100\% ,$$

где s — оценка стандартного отклонения, \bar{x} — оценка среднего значения.

Во-первых, оказалось, что коэффициенты вариации различных признаков одного и того же вида фораминифер нередко значительно разнятся. Например, в одной из изученных совокупностей раковин *Ammobaculites exiguus* Cushman et Bronnimann вида, обитающего в эстуариях рек, впадающих в лагуну Буссе, были установлены приведенные в табл. 4 значения v при объеме одной из совокупностей N , равном 50, а другой 100.

Нетрудно убедиться, что в каждой из двух изученных совокупностей («популяций», комплексов) степень изменчивости разных признаков далеко не одинакова. Это указывает на различную реакцию организма, по-разному проявившуюся в размахе изменчивости.

Во-вторых, как видно из табл. 4, коэффициенты вариации одного и того же признака в разных совокупностях могут быть достаточно отличными. Обращает на себя внимание неустойчивость коэффициента вариации для числа камер в спиральном и однорядном отделах раковин, двух признаков, находящихся, по-видимому, в сложной корреляционной зависимости. В данном

случае напрашивается предположение о неоднородности «популяций», связанной с наличием или отсутствием в них во время взятия проб одной какой-либо генерации или наличием особей обеих генераций, притом в различных пропорциях. Совершенно очевидно, что среди признаков каждого данного вида есть относительно малоустойчивые и более стабильные. При этом порой один и тот же признак может оказаться более подверженным изменчивости, другой — менее, иногда наоборот. В некоторых случаях направленное влияние внешних факторов может вызвать длительные модификации, в других — лишь неустойчивые отклонения в данном поколении. Не исключена возможность наложения мутаций на фон модификационной — индивидуальной — изменчивости или, вообще говоря, проявлений генотипических особенностей в фенотипе. Наконец, в условиях микропалеонтологических исследований всегда остается в силе возможность неоднородности материала: привноса аллохтонных элементов в область автохтонного нахождения данного вида, примеси раковин давно отмерших фораминифер к ныне живущему биокомплексу — к популяции фораминифер.

В-третьих, отмеченное Фледжером закономерное уменьшение коэффициента вариации в направлении фацальной последовательности эсту-

Таблица 4

**Значение коэффициента вариации
v (в %) для различных признаков
Ammobaculites exiguus Cushman et Bronnimann**

Признак	Эстуарий р. Шешке- вича, N=50	Эстуарий р. Ягодной, N=100
Длина раковины	24,3	18,9
Диаметр спирального отдела	17,3	16,1
Ширина однорядного отдела	28,3	28,7
Число камер спирального от- дела	31,0	7,0
Число камер однорядного от- дела	40,4	20,7

Таблица 5.

**Значение коэффициента вариации
v (в %) для различных признаков
Ammotium cassis (Parker)**

Признак	Лагуна Буссе		Залив Ан- ва, N=50
	ст. 77, N=40	ст. 320, N=50	
Длина раковины	26,95	25,35	43,30
Диаметр спирального отдела	34,42	25,82	22,52
Отношение длины раковины к длине последней камеры	14,96	17,59	17,46
к ширине последней камеры	20,05	19,68	20,70
к толщине последней камеры	18,94	19,00	24,62
Число камер спирального отдела	21,83	20,41	16,56

арий — лагуна — море далеко не всегда выдерживается. Уклонения от правила, предложенного Фледжером, могут быть настолько значительными, что возрастание коэффициента вариации происходит в обратной последовательности: море — лагуна — эстуарий (табл. 5). Обращает на себя внимание резко аномальное увеличение изменчивости абсолютной длины раковины у формы рассматриваемого вида, обитающей в области открытого шельфа залива Анива, при некоторой стабильности ряда других признаков, особенно, как видно из таблицы, признаков относительных размеров. Можно считать, что у фораминифер наблюдается тенденция к сохранению формы раковины при более широких пределах изменчивости общих размеров, что сказывается в известном геометрическом подобии как раковин в целом, так и слагающих их частей камер (у политалямий). Необходимо отметить, что для фораминифер чрезвычайно характерна способность к образованию многокамерных раковин, построенных по принципу геометрического подобия (гномоничному — «метамерному»). Эта особенность, проявляющаяся, по-видимому, наиболее твердо и притом специфически для разных таксонов, видов в первую очередь, более или менее прочно закреплена в генотипе многокамерных фораминифер. Ниже в качестве примера приведены значения коэффициента вариации лагунно-эстуариевого вида фораминифер, в настоящее время очень широко распространенного по все-

му свету, — *Miliammina fusca* (Brady) (табл. 6). Очень близкие данные получились и для ряда других форм: *Trochammina winogradovi* (Didkovsky), *Quinqueloculina seminulum* (Linné), *Buccella frigida* (Cushman).

Большинство фораминифер с известковой раковиной отличается невысокими значениями коэффициента вариации. Для наиболее широко распространенной в лагуне Буссе формы, встречающейся и в области сублиторали залива Анива и в других местах, — *Criboelphidium frigidum* (Cushman) — коэффициент вариации имеет следующие значения: 19,73% для большого диаметра, 18,81% для малого, 19,78% для толщины, 19,64% для отношения толщины раковины к толщине последней камеры и 7,99% для числа камер в последнем обороте.

Можно прийти к выводу о том, что степень изменчивости фораминифер, выражаемая коэффициентом вариации, бывает очень различна. Здесь играют роль многочисленные причины. Во-первых, это отмеченная Фледжером прямая зависимость коэффициента вариации признака общих размеров раковин от степени изменчивости условий внешней среды. Во-вторых, независимое изменение значений коэффициента вариации разных

Таблица 6
Значение коэффициента вариации
 v для различных признаков
Miliammina fusca (Brady)

Признак	Лагуна Буссе, ст. 38, N=50	Эстуарий р. Шешке- вича, ст. 99, N=50
Длина раковины	25,70	21,90
Ширина раковины	25,80	21,81
Толщина раковины	23,30	20,90
Отношение длины раковины к ее ширине	8,37	10,38
Отношение ширины ракови- ны к ее толщине	7,08	10,99

признаков: некоторые признаки у представителей одного и того же вида из данного комплекса («популяции») могут быть более изменчивы, другие менее. В-третьих, большая стабильность признаков у форм с известковой секреторной раковиной по сравнению с агглютинирующими, что может быть связано с более жесткой генотипической структурой у первых по сравнению со вторыми. В-четвертых, возможность наложения независимых факторов на прямую зависимость коэффициента вариации от степени изменчивости факторов внешней среды. Одним из таких независимых факторов могут быть явления мутагенеза, если они окажутся наложенными на картину выявленных Фледжером длительных модификаций, вряд ли мутаций, как предполагает этот исследователь. В-пятых, реакция организма на изменчивость внешней среды может выразиться не в увеличении коэффициента вариации, а в сдвиге средних величин признаков в ту или другую сторону с возвращением в исходное состояние после снятия внешнего воздействия (типичный случай для собственно длительных модификаций). Наконец, в-шестых, воздействие изменчивой внешней среды может вызвать лишь временную реакцию со стороны организма в виде увеличения коэффициента вариации. В дальнейшем организм может адаптироваться, и его изменчивость — уложиться в рамки нормальных вариационных рядов. Можно предполагать, что для постоянных обитателей эстуариев условия внешней среды не менее стабильны, чем выражаемые меньшей величиной изменчивости условия для постоянных обитателей батинальной области. И в том и в другом случае реакция организма может найти свое выражение в нормальных вариационных рядах.

Наконец, все изложенное могло быть более убедительным и определенным, если бы исследователь имел дело с однородным материалом, а не с формальной совокупностью — гетерогенным комплексом.

ЛИТЕРАТУРА

- Бархатова Н. Н. К вопросу о фауне подземных вод и ее значение для изучения континентальных отложений.— В сб. «Континентальные образования восточных районов Средней Азии и Казахстана (литология и биостратиграфия)». Л., «Наука», 1969.
- Волошинова Н. А., Петров А. В. Фораминиферы из заливов Охотского моря (восточное побережье о-ва Сахалина).— Тр. Нефтяного геологоразведочного ин-та, сер. А, вып. 125, 1939.
- Гурьянова Е. Ф. Закономерности распределения современной морской фауны и принципов районирования мирового океана.— В сб. «Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Зенкевич Л. А. Общая характеристика биогеоценозов океана и сравнение их с биогеоценозами суши.— В кн. «Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды». М., «Наука», 1970.
- Непенина Л. А., Фурсенко А. В. Соотношение между соленостью и хлорностью в лагуне Буссе (о. Сахалин).— Докл. АН СССР, т. 188, № 5, 1969.
- Саидова Х. М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Саидова Х. М. Биомасса и количественное распределение живых фораминифер в районе Курило-Камчатского желоба.— Докл. АН СССР, т. 174, № 1, 1967.

- Серова М. Я. Вид *Trochammina vitrea* Serova, sp. nov., его палеоэкология и стратиграфическое значение.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сукачев В. Н. Биогеоценология и фитоценология.— Докл. АН СССР, т. 47, № 6, 1945.
- Троицкая Т. С. Условия обитания и распределение фораминифер в Японском море (семейства *Elphidiidae*, *Cassidulinidae* и *Islandiellidae*).— В кн. «Общие вопросы изучения микрофауны Сибпри, Дальнего Востока и других районов». 1970.
- Ушаков П. В. Система вертикальных зон Охотского моря.— Докл. АН СССР, нов. сер., т. 63, № 4, 1949.
- Фурсенко А. В. Изучение современных фораминифер в связи с задачами стратиграфии и фациального анализа.— В сб. «Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса». М., «Наука», 1969.
- Фурсенко А. В., Фурсенко К. Б. Экологические наблюдения над фораминиферами лагуны Буссе (о. Сахалин).— Докл. АН СССР, т. 180, № 5, 1968.
- Фурсенко А. В., Фурсенко К. Б. О фораминиферах лагуны Буссе и условиях их существования.— В сб. «Общие вопросы изучения микрофауны Сибири, Дальнего Востока и других районов». 1970.
- Шмальгаузен О. И. Фораминиферы из соленого озера Балпашсор.— Тр. Сапропелевой лабор., вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Щедрина З. Г. К распределению морских корненожек в связи с условиями их обитания.— Докл. АН СССР, т. 70, № 4, 1950.
- Щедрина З. Г. Фауна фораминифер (*Foraminifera*) морских вод Южного Сахалина и Южных Курильских островов.— Исследования дальневосточных морей СССР, вып. 5, 1958.
- Bartenstein H. Die Foraminiferenfauna des Jade-Gebietes. 2. Foraminiferen der meereschen und brackischen Bezirke des Jade-Gebietes.— Senckenbergiana, Bd. 20, № 5, 1938.
- Bartenstein H. Das Problem der Guttungs und Art-Trennung bei Brackwasser-Foraminiferen am Beispiel der weltweit verbreiteten *Jadammina polystoma* und ihrer Verwandten.— Senckenbergiana lethaea, Bd. 50, № 4, 1969.
- Bartenstein H., Brand E. Die Foraminiferenfauna des Jade-Gebietes. I. *Jadammina polystoma* n. g., n. sp., aus dem Jade-Gebiet (For.) — Senckenbergiana, Bd. 20, № 5, 1938.
- Phleger F. B. Foraminiferal ecology and marine geology.— Marine Geology, v. 1, № 1, 1964.
- Walton W. R. Techniques for recognition of living Foraminifera.— Contr. Cushman Found. Foram. Res., v. 3, pt. 2, 1952.
-

С. А. АРХИПОВ

ВИЛЛАФРАНК И МИНДЕЛЬ НА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЕ

В огромном потоке геологической информации, поступающей с Западно-Сибирской равнины, появляется все больше и больше материалов о сибирском виллафранке и минделе. Постепенно рассеиваются старые предубеждения об отсутствии здесь верхнего плиоцена и миндельских ледниковых отложений, о незначительности колебаний и монотонно-однородном климате сибирского квартера. Переоценка старых воззрений и формирование новых идей идут в ногу с открытиями мировой науки. Свидетельства неоднократных и весьма значительных колебаний климата в Западной Сибири, начиная с бетекейского времени, перекликаются с данными о похолодании Мирового океана в позднем плиоцене и о трехмиллионном возрасте первого, самого древнего горного оледенения (Curry, 1966; Фейрбридж, 1966; Эмилиани, 1954, 1966). Все очевидней становится отражение общепланетарных изменений климата и в Западной Сибири.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВИЛЛАФРАНКА И МИНДЕЛЯ

Виллафранкский ярус прочно вошел в международную стратиграфическую шкалу. Первоначально он не имел специальных подразделений, сопоставлялся целиком с калабрийским ярусом и датировался верхним плиоценом. Позднее виллафранк был подразделен на «теплый» — нижний и «холодный» — верхний. С калабрием рекомендовалось сопоставлять лишь верхний виллафранк, а нижний относить к так называемому «докалабрию», или верхней части астийского яруса, входящего в состав среднего плиоцена (Гричук и др., 1964).

Согласно недавней сводке Бу (Bout, 1968), вся совокупность виллафранкских фаун Оверни (Перье) и Веле и флоры, которая с ними сочетается, находится в промежутке времени от 0,7 до 3,9 млн. лет (по другим данным до 3,1 млн. лет). Следовательно, в стратиграфической шкале, составленной по палеомагнитным данным (Сох, 1969), верхняя граница виллафранка должна совпадать по времени с последней инверси-

ей геомагнитного поля Земли (0,69 млн. лет назад) и отвечать границе между современной нормальной магнитной эпохой Брюнеса (0—0,69 млн. лет) и инверсионной — Матуяма (0,69—2,43 млн. лет назад). Начало виллафранка опускается многими исследователями до основания следующей палеомагнитной эпохи Гаусса (2,43—3,32 млн. лет) либо даже в еще более древнюю эпоху Джилберта (3,32—4,5 млн. лет).

Принимая виллафранк в отмеченных границах абсолютной геохронологии и палеомагнитной стратиграфии, его следует начинать по альпийской шкале с додуная и заканчивать гюнц-минделем (кромером). Как известно, вулканогенные породы, синхронные кромерским слоям, обратно намагничены. Это означает, что в стратиграфической схеме, официально принятой в СССР, нижняя граница виллафранка опущена в верхи среднего плиоцена, а верхняя поднята до середины раннечетвертичного времени.

В. И. Громов с соавторами (1969) предложил схему трехчленного биостратиграфического деления виллафранка, сопоставив эти подразделения со шкалами абсолютной геохронологии и палеомагнитной стратиграфии. К позднему виллафранку по этой схеме относятся гюнц и гюнц-миндель альпийской шкалы. В абсолютном летоисчислении это интервал от 0,69 примерно до 1,4 млн. лет, или отрезок времени, когда существовали млекопитающие таманского комплекса. Средний виллафранк (дунай и дунай-гюнц), в течение которого обитали млекопитающие ханпровского комплекса, начинался на рубеже около 2,7 млн. лет. Вместе с поздним он укладывается в инверсионную палеомагнитную эпоху Матуяма. Наконец, к раннему виллафранку (додунай), начало которого условно относится к 3,3—3,4 млн. лет и который попадает в эпоху Гаусса, относится фауна млекопитающих молдавского комплекса.

Непосредственно за виллафранком в альпийской стратиграфической шкале следует миндель, оледенение которого развивалось в две фазы, разделенные интерстадиалом. Соответственно выделяют миндель I (эльстер I), интерминдель (кортон) и миндель II (эльстер, лоустофт) (Москвитин, 1970).

Миндельское оледенение относится к эпохе современной полярности Брюнеса; оно, несомненно, моложе 0,69 млн. лет. Однако точная геохронология минделя выяснена недостаточно. Имеющиеся немногочисленные определения возраста калий-аргоновым методом дают значительный разброс дат. Так, в долине р. Рейна наряду с датой в 220 тыс. лет, относимой к минделю II, и в 300 тыс. лет, соответствующей, как полагают некоторые исследователи, минделю I (Shotton, 1967; Frechen, Lippolt, 1965), имеется датировка в 370 тыс. лет, которую Эвернден вопреки приведенным данным склонен отнести к концу миндельского времени (Evernden и др., 1957). Возможно, ближе к истине даты, полученные для слоев с остатками питекантропа. Одна из них, равная 470 тыс. лет, датирует шельский уровень второго слоя Олдувейского ущелья в Африке (Нау, 1963), а вторая, 600—700±60 тыс. лет, — слой с тринильской фауной млекопитающих на Яве, которую Куртен коррелирует с минделем альпийской шкалы (Kurtén, 1963; Koenigswald, 1962). Известную сходимость с двумя последними датами обнаруживает геохронологическая схема Е. А. Романке-

вича и др. (1964) для донных осадков западной части Тихого океана. В этой схеме миндель оценивается от 430—500 до 570—600 тыс. лет. По-видимому, ориентировочно можно согласиться с оценкой продолжительности минделя, которую дают В. И. Громов и его соавторы (1969), датируя его от 600—700 до 350—370 тыс. лет. К этому же интервалу времени В. И. Громов и др. относят существование тираспольского комплекса млекопитающих, полагая синхронным «тираспольское» и «миндельское» время. Это очень важно для сибирской стратиграфии, где еще нет датировок абсолютного возраста. Тем не менее необходимо подчеркнуть, что тираспольская фауна в Западной Сибири на Приобском плато (устное сообщение А. Н. Зудина) обнаружена в слоях, залегающих как выше, так отчасти и ниже границы последней инверсии геомагнитного поля. Очевидно, тираспольская фауна характеризует не только миндельские, но и более древние, гюнц-миндельские, слои. Существование ее в течение столь длительного отрезка времени необходимо учитывать при межрегиональных корреляциях в Западной Сибири. Одни и те же представители тираспольской фауны могут содержаться в разновозрастных слоях.

ОТЛОЖЕНИЯ ВИЛЛАФРАНКА

В южной половине Западно-Сибирской равнины аналогами виллафранка являются бетекейские слои и кочковская свита (Мартынов, 1962, 1968), а также, по мнению автора, частично новостаничные слои.

Впервые новостаничные слои в качестве самостоятельного яруса выделил в 1888 г. И. Д. Черский. Позднее их стали включать в состав верхнемиоцен-нижне-среднеплиоценовой павлодарской свиты.

Новостаничные слои обнажаются на правом берегу р. Иртыша около дер. Новая Станица. Они представлены 15—20-метровой толщей буровато-коричневых и черных глин с крупными известковистыми конкрециями. В средней части разреза, на высоте около 8 м над Иртышом, в глинах прослеживается линзовидный прослой мощностью до 0,5 м уплотненных серых песков с большим количеством толстостворчатых раковин унионид. Из этой линзы глинисто-песчаного ракушняка происходит новостаничный комплекс малакофауны. В. В. Богачев и В. А. Линдгольм (1932) предполагали либо ранне-, либо позднеплиоценовый возраст этой фауны, строго определенной датировки она не получила. В. А. Николаев сначала утверждал раннеплиоценовый (1938), а затем (1968) даже позднемиоцен-раннеплиоценовый возраст малакофауны из Новой Станицы. Эту датировку он обосновывал находкой совместного захоронения унионид и остатков гиппариона, которую он якобы сделал на правом берегу Иртыша около дер. Пятерыжской (Николаев, 1938, стр. 28). Однако В. И. Громов, под руководством которого работал В. А. Николаев, отметил, что подобных совместных находок не было сделано. В. И. Громов (1940, стр. 33) подчеркнул, что В. А. Николаев лишь предполагает возможность совместного захоронения унионид и остатков гиппариона. Сам же В. И. Громов писал о том, что слои с унионидами залегают поверх слоев с остатками гип-

нариона. К сказанному добавим, что повторить находку В. А. Николаева до сих пор никому не удалось.

По данным А. А. Стеклова (1967, стр. 232), в новостанпчных осадках «ассоциация моллюсков приближается к распространенной в более молодых отложениях, в частности в бетекейских слоях». Действительно среди малакофауны присутствуют наряду с типичными западносибирскими эндемичными унионидами *Unio sibiricus* Lindh., *U. bituberculatus* Martens, *U. humilior* Lindh., *U. pronus* Martens виды, известные из отложених позднеплиоценового возраста, — *Unio indifferens* Lindh., *U. betekeiensis* Lindh., *U. kizylaigirensis* Lindh., *Viviparus polytropis* Lindh., а также современные моллюски *Valvata piscinalis* Müll., *Lymnaea stagnalis* Lindh., *Lymnaea ovata* Drap., *Planorbis planorbis* Müll., *Pisidium amnicum* Müll., *Vallonia pulchella* Müll. (Мадерни, 1967).

С заключением А. А. Стеклова согласуются результаты изучения Т. А. Казьминой остракод из ракушечного слоя Новой Станицы. Она установила, что новостанпчный комплекс остракод* вполне сопоставим с таковым из бетекейских слоев. Кроме того, новостанпчный комплекс оказался сходным с ассоциацией остракод из отложений, охарактеризованных в Казахстане илийским фаунистическим комплексом (Костенко, 1962). Последний имеет позднеплиоценовый возраст, а его нижняя граница может быть опущена в средний плиоцен.

Бетекейские слои с одноименным комплексом фауны млекопитающих и моллюсков относились Ю. А. Орловым (1961) к верхнему плиоцену. По видовому составу мелких млекопитающих бетекейские слои можно сопоставить с куяльником Одессы, т. е., вероятно, концом акчагыльской трансгрессии (Шандер, Лаврушин, Микулина, 1965). Учитывая сказанное, В. А. Мартынов (1968) предлагает относить их к самым низам верхнего плиоцена. Э. А. Вангенгейм склоняется сопоставить бетекейскую фауну с молдавским руссильоном и ранним виллафранком (астием), т. е. удревнить до среднего плиоцена. По ее мнению, в пользу такой датировки свидетельствует присутствие остатков *Mimomys cf. stehlini* — формы, близкой к *Mimomys (Cseria) gracilis*, известной из нижневилафранкских слоев, а также находки *Trogontherium minus*. Средне-позднеплиоценовый возраст вероятен также и по составу богатой малакофауны унионид, вишпаров, единичных байкалий, древних вальват, битиний, корбикул и других форм, вполне сопоставимых с левантинской фауной моллюсков Юго-Восточной Европы (Линдгольм, 1932). В последнее время идея удревнения бетекейских слоев до среднего плиоцена нашла поддержку среди ряда геологов (Бобоедова, 1968; Зинова, Терещенко, 1969).

Таким образом, по составу остракод и малакофауне бетекейские и новостанпчные слои оказались близкими по возрасту, датируясь в широком интервале среднего — позднего плиоцена. Однако новостанпчные породы несколько древнее бетекейских осадков, так как в них содержатся эндемичные униониды и еще отсутствуют некоторые виды, например

* В публикациях Т. А. Казьминой (1968, 1969) этот комплекс остракод именовался павлодарским. В рукописной работе 1969 г. Т. А. Казьмина изменила его название и теперь выделяет новостанпчный комплекс в одноименных слоях.

Gastrocopta huttoniana (Bens.), характерные для бетекейских и вообще верхнеплиоценовых отложений (Стеклов, 1967).

Самые нижние слои кочковской свиты, или, как назвал их В. П. Никитин (1967), «базальные слои», охарактеризованы своеобразной теплолюбивой барнаульской флорой, сходной с таковой из плиоцена европейской части СССР и Западной Европы. Ее подробный анализ приведен в работе 1970 г. («История развития растительности...» под ред. В. Н. Сакса). Нижний возрастной рубеж барнаульской флоры В. П. Никитин опускает до начала акчагыльского — конца киммерийского века, т. е. до среднего плиоцена или раннего виллафранка.

В нижних слоях кочковской свиты встречаются изредка, по данным О. М. Адаменко, раковины теплолюбивых пресноводных моллюсков *Borysthenia pronaticina* Lindh., *Parafossarulus borissjaki* Lindh., *P. contortrix* Lindh., *Pisidium astartoides* Sandberger, *Vertigo (Vertilla) angustior* Jeffreis. Первые два вида, по-видимому, вообще не переходят в плейстоцен. Представители *Parafossarulus* известны из плиоцена Европы, среднего плиоцена Поволжья, куяльника района г. Одессы. В Западной Сибири названные виды вымерли и присутствуют лишь в бетекейских слоях Приишимья и в новостаничных слоях (Новая Станица, Железинка). *Pisidium astartoides* известен в плиоцене Англии; *Vertigo (Vertilla) angustior* в ископаемом состоянии описан в верхнеплиоценовых отложениях Южного Урала.

Из нижних же слоев кочковской свиты Южной Кулунды происходит ассоциация остракод, по мнению Т. А. Казьминой, сходная с новостаничным комплексом.

Таким образом, нижние и тем более «базальные» слои кочковской свиты должны быть, по крайней мере частично, синхронны бетекейским слоям. И те и другие содержат теплолюбивую малакофауну, а в составе барнаульской флоры — реликты термофильной миоценовой растительности (до 10—15% общего числа видов). Следовательно, базальные слои кочковской свиты, бетекейские и новостаничные слои явно тяготеют к нижнему, «теплому», виллафранку.

С «холодным» верхним виллафранком ближе всего коррелируются средняя и верхняя части кочковской свиты, охарактеризованные современными сибирскими холодолюбивыми флорами и малакофауной. Действительно, во всех сборах из раздолынской, ерестнинской и убинской подсвит кочковской свиты получен, по существу, одинаковый комплекс моллюсков. В него входят, по данным П. А. Православлева (1933), В. А. Мартынова (1962), материалам О. М. Адаменко и сборам автора*, такие виды, как *Limnaea palustris* Müll., *L. peregra* Müll., *L. peregriformis* Müll., *Pisidium amnicum* Müll., *P. obtusale* (Lam.?) Tenyns., *Valvata piscinalis* Müll., *V. cf. pronaticina* Lindh., *V. pulchella* Müll., *V. macrostoma* St., *Sphaerium asiaticum* Mart., *Sp. corneum* L., *Bithynia leashi* Shepp., *Galba truncatula* var. *oblonga* Puton, *Gyraylus laevis* Alder., *G. acronicus* Fer., *Succinea oblonga* Drap., *Planorbis planorbis* L., *Pupilla muscorum* L. и т. д. В. А. Мартынов (1962, стр. 192) отмечает присутствие раковин *Corbicula fluminalis* Müll. в кочковской свите в разрезе одной из скважин, но при-

* Сборы автора определял А. П. Пуминов.

надлежность этой находки к ерестнинской пачке строго не доказана. Автор полагает, что ее следует относить к барнаульской пачке.

Как и среди моллюсков, в спорово-пыльцевых спектрах из средней и верхней частей кочковской свиты отсутствуют теплолюбивые формы. Более того, появляются спектры перегляциального типа (Букреева, 1968).

По фауне млекопитающих кочковская свита (исключая базальные слои) может быть отнесена к верхней и, видимо, частично, к средней биостратиграфическим зонам виллафранка по схеме В. И. Громова и др. (1969), что отвечает, скорее всего, позднему плиоцену по общепринятой схеме. Наиболее древняя лебяжинская фауна, известная с Иртыша (Подпуск, Лебяжье), соответствует хапровскому комплексу. Более молодая, происходящая из раздолынской и кизихинской подесвит (Южная Кулунда) и ерестнинской пачки (Приобское плато), относится к таманскому комплексу. Списки обеих фаун приведены в последней работе Э. А. Вангенгейм и В. С. Зажигина (1969).

Виллафранкский (позднеплиоценовый) возраст кочковской свиты подтверждается палеомагнитными исследованиями. Верхняя часть свиты, так называемая ерестнинская пачка, в разрезах Приобского плато оказалась принадлежащей инверсионной палеомагнитной эпохе Матуяма, возраст которой от 0,69 до 2,43 млн. лет (Сох, 1969; Поспелова, Зудин, 1967).

По мнению А. Н. Зудина, верхняя граница свиты примерно совпадает с событием Олдувей в палеомагнитной шкале абсолютного летоисчисления, т. е. оценивается в 1,9 млн. лет. Это позволяет предполагать, что начало кочковского времени относится, быть может, к еще более древним палеомагнитным эпохам Гаусса (2,43—3,32 млн. лет) или даже Джилльберта (3,32—4,5 млн. лет).

На основании изложенного автору представляется возможной следующая геологическая последовательность: гиппарионовые слои павлодарской свиты — новостаничные слои — кочковская свита. Все эти преимущественно глинистые отложения формировались в одинаковых озерных и озерно-аллювиальных условиях седиментации. Возможно, что их аккумуляция шла почти непрерывно. Поэтому можно думать, что названная последовательность представляет собой наиболее полный разрез нижнего, среднего и верхнего плиоцена. Накопление бетекейского аллювия сопровождалось локальными врезам и, следовательно, происходило с более или менее длительными перерывами. Бетекейские слои только частично синхронны как самым низам кочковской свиты, так и, вероятно, верхам новостаничных слоев. Поэтому они и занимают «пограничное» положение между ранним и поздним виллафранком. Новостаничные слои более тяготеют к низам среднего плиоцена, будучи близкими по возрасту к гиппарионовым слоям павлодарской свиты. Только, очевидно, своим верхним возрастным пределом они попадают в нижний виллафранк. Кочковская свита позднеплиоценового возраста принадлежит преимущественно верхнему, «холодному», виллафранку.

Отложения сибирского виллафранка и в первую очередь кочковской свиты и ее стратиграфических аналогов широко распространены на обширной территории южной половины Западно-Сибирской равнины. Они прослеживаются по междуречным равнинам от Среднего Зауралья (Гла-

зырина и др., 1969) и Тургайского прогиба (Бобоедова, 1968) через Ишим-Омско-Тарское Прииртышье в Барабинскую низменность (Васильев, 1968; Мартынов, 1968), Кулундинскую равнину (Адаменко и др., 1969), в районы Васюганья, Кеть-Вахского междуречья (Ершова и др., 1970), в Колывань-Томскую предгорную возвышенность, Кузнецкую котловину (Файнер, 1969), в Чулымо-Енисейскую синеклизу вплоть до предгорий Енисейского кряжа (Архипов, Кулькова, 1967). В подавляющей своей массе это темноцветные алевритово-глинистые, реже песчаные осадки озерного и озерно-аллювиального происхождения, судя по их геохимической характеристике (Задкова, Тарасенко, 1969), обильному присутствию пресноводной микрофауны остракод (Казьмина, 1969), условиям залегания и распространения, литологическим, текстурным и другим признакам.

ОТЛОЖЕНИЯ МИНДЕЛЯ

На юге Западно-Сибирской равнины к минделю относятся, по мнению автора, две толщи отложений, разделенные разрывом и вложенные одна в другую, но охарактеризованные представителями одного и того же тираспольского фаунистического комплекса. Это, с одной стороны, отложения низов красnodубровской свиты и ее аналогов, с другой — нижние слои (сизые суглинки и подстилающие их пески) тобольской свиты (Архипов, 1969).

В нижней части красnodубровской свиты* автор выделяет гоньбинские и вяткинские слои в обнажениях Приобского плато у деревень Гоньба и Вяткино. Они образуют толщу, которая на увалах плато венчается пачкой сближенных погребенных почв и в которую в ложбинах плато вложены миндель-рисские калманские слои. И гоньбинские, и вяткинские слои охарактеризованы остатками млекопитающих тираспольского комплекса, но попадают в различные эпохи земного магнетизма.

Из вяткинских слоев происходят *Archidiskodon wusti* M. Pavl., а также *Lagurus transiens janossy*, *Pitymys* ex gr. *hintoni-gregaloides*, *Microtus* ex gr. *oeconomus* Pall., *M. gr. arvalis* Pall. и др. (Венгенгейм, Зажигина, 1965). Эти же виды мелких млекопитающих встречены и в гоньбинских слоях (устное сообщение В. С. Зажигина и А. Н. Зудина). Гоньбинские породы оказались, как и подстилающие отложения кочковской свиты, обратно намагниченными и принадлежащими поэтому к эпохе Матуяма. Инверсия магнитного поля проходит у кровли гоньбинских слоев, что датирует их верхнюю границу в 0,69 млн. лет и опускает их в гюнц-миндель или даже гюнц. Собственно миндельскими являются, таким образом, лишь вяткинские слои. Палеомагнитные исследования выявили прямую, современную намагниченность вяткинских пород и, следовательно, принадлежность их к эпохе Брюнеса.

Сказанное позволяет наметить стратиграфическую последователь-

* Красnodубровская свита, выделенная в 1957 г. В. А. Мартыновым, превратилась, в сущности, в серию, в составе которой выделяются многочисленные пачки, слои и подсвиты нижнего, среднего и верхнего плейстоцена, разделенные разными по длительности перерывами.

ность: ерестнинская пачка кочковской свиты — гоньбинские — вяткинские слои. Последние с перерывом (погребенные почвы) и размывом (вложением) перекрываются миндель-рисскими калманскими слоями. Поэтому вполне вероятно, что вяткинские слои соответствуют не всему минделю, а лишь его нижней части.

Гоньбинские слои в обнажениях Приобского плато у деревень Гоньба, Шелаболиха, Боровиково и других начинаются песками (1,5—3,0 м) аллювиального происхождения, залегающими с размывом на ерестнинских породах. Местами в песках встречаются раковины *Radix lagotis* Schrank., *Galba palustris* Müll., *G. truncatula* Müll., *Gyraulus laevis* Alder, *Planorbis planorbis* L. (определения А. П. Пуминова). Это достаточно типичные современные сибирские виды, среди которых нет теплолюбивых. Выше залегает толща лессовидных пород (до 20—30 м) с несколькими погребенными почвами, которые Ф. А. Никитенко (1963, стр. 23) классифицировал как сильно деградированные аллювиально-пролювиальные и эоловые лессовидные суглинки и супеси. В них изредка встречаются мелкие раковинки *Succinea* sp., *Pupilla muscorum* L., *Vallonia costata* Müll., *Eulota schrencki* Midd. и другие легочные моллюски так называемого «лессового комплекса».

Вяткинские слои в разрезах плато у дер. Вяткино и между деревнями Володарская и Усть-Пристань сложены 30—40-метровой толщей аллювиальных (аллювиально-озерных) и субаэральных (эоловых) осадков. Лессовидные супеси и суглинки преобладают преимущественно на увалах плато, а в ложбинах чаще распространены песчаные осадки, а также пачки пород, в которых переслаиваются пески, супеси, алевролиты с прослоями поемно-луговых почв. Местами в них содержится обильная малакофауна, сплошь состоящая из сибирских видов: *Galba palustris* Müll., *Radix lagotis* Schrank., *Bithunia leachi* var. *kickxii* Nyst., *Gyraulus gredleri* (Bielz.) Gredler., *Valvata (Tropidina) pulchella* Studer., *Anisus spirorbis* L., *Succinea oblonga* Drap., *Vallonia pulchella* Müll., *V. tenuilabris* All. Br. и др. (определения А. П. Пуминова). Все эти виды имеют широкий экологический диапазон, переносят резкие колебания температур, смену влажных и сухих сезонов.

За пределами Приобского плато, слагая водораздельные равнины Барабы, Омско-Тарского Прииртышья, Новосибирского и Томского Приобья, распространена толща (до 60 м) субаквальных отложений федосовской свиты. Это преимущественно озерные и озерно-аллювиальные суглинистые осадки, залегающие непосредственно на озерных глинах убинской пачки кочковской свиты и образующие с ними непрерывную водораздельную серию отложений.

Первоначально федосовскую свиту считали полным аналогом краснодубровской свиты (Мартынов, 1957). Затем, когда возраст федосовских пород ограничили только ранним плейстоценом (Мартынов, 1968), а возраст краснодубровской растянули от раннего до позднего плейстоцена включительно, а сама эта свита превратилась в серию разновозрастных толщ, корреляции между ними усложнились.

По мнению автора, федосовская свита ближе коррелируется лишь с нижней, дорисской (нижнечетвертичной), частью краснодубровской сви-

ты. На это указывают, помимо геологических, микропалеонтологические (остракоды) и палинологические материалы. Действительно, федосовский (он же краснодубровский) комплекс остракод (Казьмина, 1969) характеризует всю толщу федосовской свиты, а в разрезе краснодубровской встречается только в ее нижней, дорисской, части. По палинологическим данным, краснодубровская свита характеризуется большим числом фаз изменений растительности, чем федосовская свита. Наконец, на миндельский возраст федосовских отложений указывает находка в их подошве остатков зубов предположительно зюссенборнской лошади. Верхняя возрастная граница свиты определяется вложением в нее по эрозийному контакту тобольской свиты.

Низы тобольской свиты также относятся к миндельскому времени. Это миндельские «сизые» суглинки П. А. Никитина (1940) или семейкинская свита В. С. Волковой (1966), а также подстилающие их пески. Вместе с «диагональными» песками, перекрывающими сизые суглинки, они составляют тобольскую аллювиальную свиту (Архинов, 1969, 1971). Такой трехчленный разрез наблюдается только там, где присутствуют сизые суглинки, имеющие локальное распространение и залегающие крупными линзами. Поэтому автор рассматривает семейкинскую свиту в качестве озерно-аллювиальных слоев тобольской свиты. В местах их отсутствия вся тобольская свита сложена преимущественно песками. Лишь в кровле диагональных песков имеются прослойки илов и глин старичного или пойменного генезиса.

Свита охарактеризована находками млекопитающих — представителями тираспольского комплекса и сингильской фауны. Хотя эти находки относительно редки, они все же достаточно характерны. Так, сингильская фауна обнаружена совместно с теплолюбивыми моллюсками *Corbicula fluminalis* Müll. (дер. Татарская, по Р. А. Зиновой). Последние, в свою очередь, в разрезе у дер. Карташово ассоциируют с богатейшей миндельриской флорой диагональных песков и послеминдельской фауной мелких млекопитающих*.

Отдельные находки представителей тираспольской (миндельской) фауны из тобольской свиты на Иртыше уже давно известны. Особенно интересны две недавние находки: *Archidiskodon aff. wüsti* (M. Pavl.) или *Mammuthus trogontherii* Phol., в обнажении у дер. Кошелево (устное сообщение Р. Б. Крапивнера) и *Praeovibos* sp., сделанная Р. А. Зиновой у дер. Красноярки около устья Ишима. Обе находки принадлежат базальным или, во всяком случае, нижним слоям тобольской свиты. Остатки слона в Кошелеве найдены совместно с многочисленными раковинами современных сибирских моллюсков, но без корбикул и каких-либо других теплолюбивых форм. К этому нужно добавить, что раковины корбикул известны только из песков, залегающих поверх сизых суглинков (семейкинских слоев), как это наблюдается в разрезе у дер. Семейки. Сказанное косвенно может свидетельствовать о том, что находки млекопитающих тираспольского комплекса скорее всего принадлежат нижним слоям

* Ранее В. С. Зажигин относил ее к поздней фазе развития фауны тираспольского комплекса (Вапценгейм, Зажигин, 1965).

тобольской свиты. Но как глубоко в миндель опущена ее нижняя граница, какой возраст имеют нижние песчаные слои?

Геологосъемочные работы в Омско-Тарском Прииртышье показали, что тобольские аллювиальные отложения моложе водораздельной смировской свиты, в которую они вложены с глубоким размывом. Последняя соответствует кочковской и федосовской свитам (Васильев, 1968). Кроме того, судя по предварительным материалам палеомагнитных исследований (устные сообщения В. А. Зубакова и А. Н. Зудина), породы семейкинских слоев намагничены по современному магнитному полю (эпоха Брюнеса), в отличие от отложений кочковской свиты, принадлежащих инверсионной эпохе Матуяма. Поэтому если первые моложе 0,69 млн. лет (времени последней инверсии магнитного поля), то вторые древнее (см. выше).

В семейкинских слоях содержится, по определениям Т. А. Казьминой и Е. В. Постниковой, своеобразная ассоциация остракод, для которой характерно обилие раковин *Cytherissa lacustris* Sars. Этот «цитериссовый» комплекс распространен очень широко по Иртышу и Оби, характеризуя, вероятно, преимущественно аллювиально-озерные фации тобольской свиты (Липагина, Казьмина, 1969; Архипов, 1969б). По мнению Т. А. Казьминой, цитериссовый комплекс, как существенно отличающийся от красnodубровского (федосовского), является более молодым.

Таким образом, результаты микропалеонтологических исследований согласуются с геологическими данными о невозможности прямой корреляции семейкинских слоев с федосовской и тем более кочковской свитами. Нижние слои тобольской свиты могли начать формироваться либо в послепедосовское, либо в крайнем случае в позднефедосовское время.

Палинологические исследования показали, что тобольская свита в тех разрезах, где она имеет трехчленное сложение (Кривошейно на Оби, Семейка на Иртыше), формировалась при трехкратной смене растительности. Надсемейкинские (вороновские на Оби) слои с корбикулами (на Иртыше) накопились при явно межледниковом, близком к современному климате (Гричук, 1966; Волкова, 1966). Сизые (семейкинские) суглинки характеризуются перегляциальными или близкими к ним спектрами, свидетельствующими о похолодании (Костицына и др., 1966). Нижние песчаные слои (Кривошейно) вновь содержат спектры таежного типа. Из песков, вскрытых скважиной под семейкинскими глинами в обнажении у Семейки, также обнаружены лесные спектры (устное сообщение Р. Б. Крапивнера). Следовательно, если верхние песчаные слои с корбикулами и сингильской фауной миндель-рисские, сизые суглинки, как формировавшиеся в перигляциальных условиях, позднеминдельские (миндель II), то нижние песчаные слои тобольской свиты попадают в интерминдель.

Есть и другие попытки корреляции. Так, В. С. Волкова (1966) датирует нижнюю часть разреза семейкинской свиты самым концом позднего плиоцена на основании присутствия в ней единичной пыльцы широколиственных пород: липы, дуба, вяза, орешника* (Волкова, Волков, 1967).

* Другие палинологи считают эту пыльцу переотложенной (Гитерман и др., 1967) и поэтому исключают позднелиоценовый возраст семейкинских пород, датируя их раннечетвертичным (миндельским) временем.

При таком возрасте упомянутых отложений они должны сопоставляться с верхней частью кочковской свиты. Однако последние (убинская пачка) охарактеризованы в соседней Барабе спорово-пыльцевыми спектрами с перигляциальной растительностью (Букреева, 1968). Еще менее убедительны попытки коррелировать тобольскую свиту с кочковской только на основе видимого сходства спорово-пыльцевых спектров, полученных из различных слоев той и другой толщи (Костицына и др., 1966). К сожалению, подобные корреляции попали в новейшую сводку («История развития растительности...» под ред. В. Н. Сакса, 1970), где кочковской свите приписывается миндельский возраст.

Итак, на юге Западно-Сибирской равнины отложения, тяготеющие к нижнему минделю — низам краснодубровской и федосовской свит и их аналогам, залегают непосредственно на породах кочковской свиты (виллафранке). В совокупности и те, и другие образуют серию, слагающую водораздельные равнины. В отличие от них средне-позднеминдельские нижние слои тобольской свиты представлены осадками типично долинного комплекса. В стратотипических районах, на Нижнем Иртыше и Средней Оби, они залегают с разрывом на олигоценовых породах, выстилая долины западносибирских прарек. Долины прарек прорезали до основания древние кочковско-федосовские (раннекраснодубровские) водоразделья. Поэтому ложе средне-верхнеминдельского аллювия всегда находится ниже подошвы водораздельного виллафранкско-нижнеминдельского комплекса.

Сейчас пока трудно точно датировать верхнюю возрастную границу водораздельной федосовской свиты и нижнюю тобольской свиты. Поэтому автор не исключает, что верхние федосовские, локально распространенные слои могут оказаться частично синхронными нижним слоям тобольской свиты.

К минделю на севере Западно-Сибирской равнины относятся отложения, залегающие в основании четвертичной толщи и перекрытые либо аллювиальными, либо морскими миндель-рисскими слоями. В первом случае имеется в виду верхняя часть тобольской свиты, а во втором — туруханские и обские слои с одноименными комплексами фораминифер (Гудина, 1969).

В долине Енисея досамаровские (миндельские) и самаровские ледниковые образования разделены аллювиальными межледниковыми слоями, охарактеризованными детальными спорово-пыльцевыми диаграммами и находкой остатков *Alces latifrons* (Johns.). Ранее этот межледниковый аллювий был выделен в туруханскую свиту (Архипов, Матвеева, 1964). Последняя соответствует, скорее всего, миндель-рисским слоям тобольской свиты южных районов Западно-Сибирской равнины и морским туруханским слоям зоны морских трансгрессий на севере (Гудина, 1969).

В долине Оби намечается аналогичная стратиграфическая последовательность. В низовьях Иртыша (Семейка, Чембакчино) тобольская свита, имеющая здесь трехчленное строение, перекрыта самаровскими ледниковыми образованиями. Далее к северу уже на кондинском участке долины Оби под самаровской толщей вскрываются лишь песчаные слои,

а семейкинские сизые суглинки отсутствуют. Под песчаными осадками, которые, вероятно, соответствуют лишь верхней части тобольской свиты, в ряде скважин вскрыты валунные суглинки*. Очевидно, они должны соответствовать досамаровской шайтанской морене. Шайтанские отложения коррелируются с тильтимскими и полуьскими породами (Захаров, 1965; Лазуков, 1970). Вышележащие обские морские слои (аналоги туруханских на Енисейском Севере) являются наиболее близкими аналогами тобольских песков, развитых вдоль кондинского отрезка долины Оби.

Миндельские отложения на Обском Севере объединены в шайтанскую, полуьскую свиты и тильтимские слои (Лунгерсгаузен, 1955; Захаров, 1965; Гудина, 1966; Лазуков, 1970), а на Енисейском Севере отнесены к досамаровской морене, белоярским, болгохтохским и, вероятно, варомьяхинским слоям (Архипов, Матвеева, 1964; Гудина, 1969). Все названные толщи примерно соизмеримы по мощности и имеют весьма сходный литологический состав. Это в основном суглинистые породы с рассеянным в них грубообломочным материалом, более обильным и крупным в шайтанской древнеледниковой толще. Существенно различаются названные слои лишь присутствием (в тильтимских и болгохтохских слоях) или полным отсутствием (в досамаровских моренах) остатков морских организмов. Однако комплекс фораминифер весьма бедный; немногочисленные раковинки встречаются далеко не по всему разрезу тильтимских и болгохтохских слоев, мощность которых достигает местами 60 м и более.

По-видимому, в основании четвертичного разреза на севере Западной Сибири залегает генетически разнородная толща осадков. В ее составе, по мнению автора, присутствуют морские, ледниково-морские (например, полуьские) и типично континентальные ледниковые отложения. Между ними возможны фациальные переходы, как предполагают Г. И. Лазуков (1970) и Ю. Ф. Захаров (1965). Однако не исключено, что морские (тильтимские и болгохтохские) слои могут оказаться вложенными (прислоненными) к континентальной досамаровской (шайтанской) морене. Автор склоняется к последнему варианту, полагая, что морская трансгрессия началась в позднеминдельское и развивалась в миндель-рисское время.

Некоторые исследователи (Н. Г. Загорская, О. В. Суздальский, В. Я. Слободин) относят начало морской трансгрессии к позднему плиоцену. Несостоятельность этих представлений подробно анализируется в работе В. И. Гудиной (1969). По мнению автора, главной ошибкой упомянутых исследователей является необоснованное сопоставление комплекса фораминифер из устьсолённых (туруханских, обских) слоев с ассоциациями фораминифер либо из неогена Англии и Аляски, либо из амстеля (аналога виллафранка) Нидерландов. Сравнительный анализ микрофауны, проведенный В. И. Гудиной, не оставляет никаких сомнений в несостоятельности подобных корреляций и безусловно послеамстельском (послеплиоценовом) возрасте всех сибирских комплексов фораминифер.

* Скважины 31-3 и 34-3, пробуренные на участке Сосново — Карымкары, согласно буровым материалам 1958 г. И. В. Завьялова.

О КЛИМАТЕ СИБИРСКОГО ВИЛЛАФРАНКА И МИНДЕЛЯ

О климате сибирского виллафранка и минделя (конец среднего — поздний плиоцен и ранний плейстоцен по принятой в СССР схеме) можно судить по совокупности целого ряда геологических и палеонтологических фактов. Среди них основное место занимают данные о составе растительности и ее эволюции.

Родоначальницей современной сибирской флоры и растительности В. П. Никитин (1967) считает барнаульскую флору. Она происходит из базальных слоев кочковской свиты, коррелируемых с бетекейскими слоями, и датируется ранним виллафранком (очевидно, концом среднего плиоцена).

В отличие от предшествовавшей ей ранне-среднеплиоценовой павлодарской флоры, в составе которой современные местные западносибирские виды составляли только 30—40%, в барнаульской флоре последние достигают уже 60 и максимально 75%. В. П. Никитин дает подробный анализ этих флор и отмечает, что «из 124 родов, входящих в барнаульскую флору, 104 рода (84%) уже имеют своих представителей и в современной растительности Западной Сибири и лишь 20 родов чужды ей». Отсюда он делает вывод, что время существования барнаульской флоры следует считать тем переломным рубежом, с которого в Западной Сибири началось «становление современной сибирской флоры и растительности» («История развития растительности...», 1970).

Барнаульская флора состоит преимущественно из травянистой растительности; общее количество кустарниково-древесных растений не превышает 10%. В этом отношении она преемственна с флорой павлодарского времени, для которой были характерны ассоциации аридных степей и полупустынь.

Вместе с тем в барнаульской флоре преобладали водно-болотные травы и почти треть травянистых растений составляли мезофиты. Кроме того, встречаются редкие остатки хвойных, что совершенно не наблюдается в павлодарской плиоценовой флоре. Следовательно, климат изменился в сторону увлажнения и общего похолодания.

Одновременно под влиянием климатических изменений складывалась и современная растительная зональность. В позднем миоцене — раннем и среднем плиоцене (в павлодарское время) вся огромная территория южной половины Западно-Сибирской равнины представляла собой аридные степи и полупустыни. Во время существования барнаульской флоры и тем более в кочковское время в центральных районах равнины, в Барабинской низменности, появились первые березовые мезофильные степи, а затем, очевидно несколько позднее, и долинные еловые леса (Букреева, 1968). Они заняли северную часть бывших аридных степей. Степные ландшафты, но уже в условиях более влажного гумидного климата унаследованно сохранились в современной степной зоне Западно-Сибирской равнины и смежных районах Казахстана. Следовательно, лесная, таежная зона могла располагаться только севернее широты Барабинской низменности. Однако время ее становления остается неясным.

Растительный покров во всех отмеченных зонах неоднократно изменялся в течение виллафранка и минделя. В хронологической последовательности эти изменения выглядят следующим образом.

Растительность степной зоны для новостаничного времени остается практически неизвестной, а для бетекейского — локально изученной по долинам речек Бетеке и Муккур на северо-западе Центрального Казахстана. По данным Р. А. Терещенко, устанавливаются три фазы в развитии растительности. В течение первой, относящейся примерно к началу бетекейского времени, господствовали лесостепи. В спектрах пыльца древесных пород составляет 20—57%. Основные компоненты — сосна (53,6—85,0%) и ель (10—18%). Лиственные породы были представлены березой, лещиной, дубом, ольхой, жимолостью, ивой. Затем наступила фаза сухих степей. Она сменилась, очевидно, к концу бетекейского времени фазой лесов (82% в спектрах приходится на долю пыльцы древесных пород). Это были хвойные, преимущественно сосновые леса с примесью ели, изредка пихты и участием лиственных пород: березы, лещины, ольхи.

В предбетекейское (павлодарское) время в этом же районе в условиях аридного климата существовали сухие степи с очень бедным флористическим составом. Поэтому бетекейские фазы лесостепей и лесов свидетельствуют об увлажнении и, может быть, даже похолодании климата (Зинова, Терещенко, 1969), если считать, что лесная растительность мигрировала с севера, а не с запада, со стороны Урала.

В последующее кочковское время на обширной территории Кулундинских степей смена растительности произошла по крайней мере три раза. Степные ксерофитные ассоциации с господством лебедовых и полыней в начале и конце кочковского времени сменялись в середине указанного времени сосново-березовыми лесостепями (Адаменко и др., 1966).

В лесостепной зоне, в Барабинской низменности, растительность сухих аридных степей павлодарского времени сменилась в раннекочковское (каргатское) время богатой степной разнотравной ассоциацией с березовыми и ольховыми перелесками. Растительность прошла через три фазы развития: степную с долинными еловыми лесами, лесостепную и вновь степную, сильно заболоченную.

В позднекочковское (убинское) время ксерофильные степи были вытеснены сначала ассоциациями безлесных заболоченных пространств с широким развитием зеленых мхов, а затем появилась своеобразная растительность «болото-степей» с обилием (до 20—30%) карликовой березки, с мокрыми и пухлыми солонцами и солончаками (Букреева, 1965, 1968).

В Северной Барабе и Омско-Тарском Прииртышье, очевидно, уже в лесной зоне распространены были в начале кочковского времени березовые леса с богатым мезофильным разнотравьем и примесью сибирского кедра и сосны. Восточнее, в долине Енисея, произрастали (видимо, в качестве примеси) ель секции *Omorica* и сосна секции *Cembrae* (Букреева, 1968; Васильев, 1968). Во второй половине кочковского времени на обширных пространствах Обь-Иртышского и Кеть-Вахского междуречий впервые появились «тундро-степи» — открытые пространства с характерной перигляциальной растительностью и зарослями карликовой березки (Ершова и др., 1970).

Далее к северо-востоку, в окрестностях Енисейского кряжа (скважина 219)*, М. Б. Садиковой описаны спектры, в которых злаково-разнотравные и даже ксерофитные ассоциации сочетаются с комплексами гидрофитной, болотной растительности. Содержание пыльцы древесных пород колеблется от 8—10 до 50—60%; наряду с постоянно присутствующими индикаторами холодного климата (пыльцой карликовой березки 12—27% и лиственницы, спорами арктических плаунов) наблюдается увеличение содержания пыльцы ели (32—42%), пихты (2—6%), спор лесных плаунов и папоротников. Вероятно, в спектрах отразились специфические, местные условия замкнутого озера, располагавшегося в предгорьях Северо-Енисейского кряжа. Однако они свидетельствуют о достаточно прохладных климатических условиях типа современных лесотундровой или северотаежной зон. М. Б. Садикова полагает даже, что условия были весьма сходными с перигляциальными ландшафтами самаровского времени.

Таким образом, в течение виллафранка происходили неоднократные изменения в составе растительности в различных зонах Западно-Сибирской равнины. Они, несомненно, отражали колебания климата, которые в конце кочковского времени (гюнц) стали настолько значительными, что обусловили появление растительности, близкой к перигляциальному типу. Это хорошо согласуется с наличием лессовидных пород в гоньбинских слоях и ерестинской пачке и присутствием в тех и других холодолюбивых сибирских моллюсков.

В минделе растительная зональность на Западно-Сибирской равнине стала еще более отчетливой. В первой половине фэдосовского времени в Барабинской низменности, в северной части Обь-Иртышского и Кеть-Вахского междуречий появилась, очевидно впервые, настоящая современная таежная растительность (Букреева, 1968; Волкова, 1969; Ершова и др., 1970). Тайга уходила, возможно, далеко к северу, но точные ареалы ее распространения пока неизвестны. К миндельскому (раннечетвертичному) времени относятся и первые бесспорные свидетельства существования на севере Западной Сибири безлесных ландшафтов с участием арктической флоры. На это указывают спорово-пыльцевые спектры из белоярских слоев на Енисее (Архипов, Матвеева, 1964), из полуйской свиты (Лазуков, 1970) и других миндельских отложений, залегающих на севере, в зоне морских трансгрессий, в подошве четвертичной толщи.

Весьма детально развитие растительности миндельского времени изучено в лесостепной зоне, в Барабинской низменности. По спорово-пыльцевым спектрам из фэдосовской свиты Г. Ф. Букреева (1968) устанавливается четырехкратное изменение растительного покрова: 1) с господством степных группировок с сосново-березовыми лесами; 2) с ксерофильными степями и еловыми лесами с примесью сосны и березы; 3) с ксерофильными степями с солонцами, солончаками и сосново-березовыми лесами; 4) с солончаковыми степями и небольшими перелесками из ели (секция

* Озерная глинисто-алевритовая толща, вскрытая скважиной 219, охарактеризована кочковским комплексом остракод (Архипов, Кулькова, 1967). Спорово-пыльцевая диаграмма опубликована М. Б. Садиковой и др. (Вестн. МГУ, геол., 3, 1967).

Eurpicea), сибирского кедра и карликовой березки. Она делает вывод о двух этапах похолодания климата, которые автор склонен сопоставлять с ранним и поздним минделем.

Севернее, на Обь-Иртышском и Кеть-Вахском междуречьях, для федосовских отложений фиксируются только две фазы развития растительности. Первая характеризуется таежным типом спектров, а вторая — перигляциальной ассоциацией растительности с участием (до 10%) карликовой березки. Как полагают С. Б. Ершова и др. (1970), эти фазы могут соответствовать гюнц-миндельскому и миндельскому (скорее, раннеминдельскому, по мнению автора) времени.

Внутриминдельская и позднеминдельская фазы развития растительности фиксируются по спорово-пыльцевым спектрам из низов тобольской свиты. Первая характеризуется распространением таежных лесов, а вторая — перигляциальной растительности в районах современной южнотаежной зоны (Гричук, 1966; Волкова, 1966, 1969; «История развития растительности...», 1970).

Перигляциальный тип растительности, дважды появившийся в южных районах Западно-Сибирской равнины, хорошо вписывается в общую историю миндельского оледенения. Это оледенение оставило морены на севере равнины и в горах Южной Сибири, на Саяно-Тувинском нагорье (Гросвальд, 1965) и, как полагает автор, на Алтае (Щукина, 1960; Раковец, Шмидт, 1963). Во внеледниковой области распространены лессы и лессовидные суглинки в нижней части краснодубровской свиты. Морены и лессовые толщи пока еще не расчленены на ранне- и позднеминдельские стадии, но, как полагает автор, это дело ближайших исследований.

Весьма интересна с точки зрения изменений климата в течение виллафранка и минделя история западносибирской малакофауны. В ее развитии намечаются три этапа.

Новостаничный и бетекейские комплексы, характеризующие одноименные слои, состоят из теплолюбивых моллюсков (Линдгольм, 1932; Мадерни, 1967; Стеклов, 1967). Отдельные редкие находки теплолюбивых форм известны из нижних слоев кочковской свиты (см. выше) Южной Кулунды.

Почти весь разрез кочковской и федосовской свит, а также нижней (досамаровской — дорисской) части краснодубровской свиты (за исключением миндель-рисских калманских слоев)* охарактеризован малакофауной, целиком состоящей из современных холодолюбивых сибирских видов. Типично наземные «лессовые» моллюски впервые появляются в самых верхах ерестинской пачки кочковской свиты, а также в гоньбинских и вяткинских лесах.

Вновь теплолюбивые моллюски, корбикулы и униониды появились, но уже как примесь к основному ядру сибирских холодолюбивых только в миндель-рисское межледниковье. Они присутствуют в диагональных пес-

* О. М. Адаменко (1968), упоминающий о находках корбикул и унионид в нижней (вяткинской) краснодубровской подсвите, включает в ее состав нижнебобковские (аналог калманских) слои. В разрезах же около дер. Вяткино, где выделены вяткинские слои, корбикулы и униониды отсутствуют.

ках тобольской свиты в долине Иртыша, в монастырской свите и калманских слоях в долине Верхней Оби. Это, несомненно, эмигранты из южных районов Средней Азии и Прикаспия. Они лишь временно расселились на весьма ограниченной территории южных районов Западно-Сибирской равнины, мигрируя через Тургайский прогиб в Казахское Прииртышье и в бассейн Верхней Оби.

Итак, можно сделать заключение о смене бетекейского семиаридного климата достаточно суровым гумидным климатом в кочковско-федосовское время. Теплолюбивая реликтовая флора и малакофауна исчезли с территории Западно-Сибирской равнины в послebetекейское — раннекочковское время и не существовали здесь в течение гюнцского и миндельского времени. Небольшая эмиграция теплолюбивых, и только в южные районы Западной Сибири, отмечается лишь в миндель-риссе, когда произошло значительное смягчение сибирского климата. Следы гюнц-миндельской эмиграции пока неизвестны.

Представляется сомнительной и фактически недоказанной идея В. А. Николаева (1967) о непрерывном и преимущественно эволюционном развитии в течение эоплейстоцена сибирской малакофауны, о постепенном вымирании теплолюбивых реликтовых форм. Эта идея зиждется на выделении так называемого барабинского комплекса с единичными теплолюбивыми плиоценовыми моллюсками. Последний, по мысли В. А. Николаева, занимает промежуточное положение между бетекейским и миндель-рисским (иртышским) комплексами. Однако барабинский комплекс не имеет четкой стратиграфической привязки, и есть основания думать, что он является искусственно составленной сборной группировкой разновозрастных моллюсков. По В. А. Николаеву (1967), местонахождение барабинского комплекса ограничено долиной р. Оми (приток Иртыша), где эта фауна найдена еще в 30-х годах. Как отмечал В. И. Громов (1940), малакофауна в долине р. Оми была собрана из двух горизонтов: из песков с молодыми унioniдами, залегающих в цоколе второй надпойменной террасы, и водораздельных галечников с переотложенными неогеновыми моллюсками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Климатические изменения в Западной Сибири происходили на фоне общепланетарного похолодания климата Земли. В позднем кайнозое в средних широтах похолодание достигало 8°C (Эмилиани, 1954, 1961, 1966). В Западной Сибири это общее явление выразилось в постепенном угасании и вымирании тургайской флоры и, очевидно, западносибирской эндемичной неогеновой малакофауны.

Общепланетарное снижение среднегодовых температур происходило не линейно, а с ускорением и увеличением амплитуды колебаний. По мнению Ч. Эмилиани, температурные циклы позднего плиоцена имели амплитуду в 3°C , а на обобщенных кривых хода температурных изменений в плейстоцене размах колебаний достигает уже $6-7^{\circ}\text{C}$ для экваториальной Атлантики, и 12°C для Средиземного моря (Эмилиани, 1964,

1966). Колебания палеотемператур фиксируются в морских калабрийских слоях по изменениям в составе микрофауны и по изотогам кислорода (Selli, Emiliani, Mayeda, 1964). Неоднократная смена климата по изменениям в составе растительности в раннем антропогене (в дорисское время) отмечается в Италии, Нидерландах, Англии, Польше, европейской части СССР (Венцо, 1964; Zagwijn, 1957; Ван дер Флерк, 1961; Гричук, 1962).

В Западной Сибири барнаульскую флору и бетекейскую малакофауну можно рассматривать в качестве переходных. С них началось становление современных флоры и малакофауны. Последующие различия ископаемых комплексов имеют не эволюционное (из-за краткости четвертичного периода), а преимущественно миграционно-климатическое происхождение.

В течение виллафранка, в бетекейско-кочковское время, изменения в составе растительности носили довольно отчетливый, постепенно усиливавшийся колебательный характер. Они, несомненно, отражали ход климатических изменений — постепенное похолодание со все возрастающей амплитудой температурных колебаний. Изменения в составе растительности в течение мицделя (федосовское и раннетобольское время) приобрели «устойчивый» характер. В современной таежной и, вероятно, лесостепной зоне наблюдалось в общем случае чередование фаз с таежной и перигляциальной растительностью. Очевидно, они отражали периодические колебания климата, которые имели общепланетарный характер.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О. М. О возрасте краснодубровской свиты Обь-Чумышского плато.— В сб. «Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири», «Наука», 1968.
- Адаменко О. М., Букреева Г. Ф., Ефимова Л. И. Спорово-пыльцевые спектры из отложений кочковской и краснодубровской свит южной части Приобского степного плато.— В кн. «Палинология в Сибири». М., «Наука», 1966.
- Адаменко О. М. и др. Алтай-Саянская область. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. «Наука», 1969.
- Архинов С. А. Возраст транзитной речной сети со стоком на север в Западно-Сибирской низменности.— В кн. «Палеогеография и изменение природных условий Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1969а.
- Архинов С. А. Тобольские прареки Западной Сибири.— В кн. «Четвертичная геология и геоморфология Сибири». Новосибирск, «Наука», 1969б.
- Архинов С. А., Матвеева О. В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 29, 1964.
- Архинов С. А., Кулькова П. А. Новые данные об олигоценовых и неогеновых отложениях Чулымо-Енисейской впадины.— Геология и геофизика, № 12, 1965.
- Бобоедова А. А. Кустанайская свита Тургайского прогиба и ее сопоставления с бетекейскими слоями Приишимья.— В сб. «Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири». «Наука», 1968.
- Букреева Г. Ф. К вопросу об эволюции растительности Северо-Восточной Барабы и Новосибирского Приобья в неоген-четвертичное время (по данным спорово-

- пыльцевого анализа).— В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». «Наука», 1965.
- Букреева Г. Ф. Палинологическая характеристика антропогенных отложений Восточной Барабы. Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-минер. наук. Томск, 1968.
- Вангенгейм Э. А., Зажигин В. С. Некоторые итоги изучения антропогенной фауны млекопитающих Западной Сибири.— В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.
- Вангенгейм Э. А., Зажигин В. С. Фауны млекопитающих эоплейстоцена Сибири и их сопоставление с восточноевропейскими.— В кн. «Основные проблемы геологии антропогена Евразии». «Наука», 1969.
- Ван дер Флерк И. М. Принципы стратиграфии плейстоцена Западной Европы.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 26, 1961.
- Васильев И. П. Стратиграфическое положение аналогов кочковской свиты в Тарском Прииртышье.— «Матер. по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области». Новосибирск, 1968.
- Вендо С. Граница между плиоценом и плейстоценом в Италии.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 29, 1964.
- Волкова В. С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, «Наука», 1966.
- Волкова В. С. Становление и динамика растительных зон Западной Сибири в плиоцене и четвертичном периоде.— В кн. «Проблемы четвертичной геологии Сибири». «Наука», 1969.
- Волкова В. С., Волков И. А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения юго-западной части Западной Сибири.— Матер. по обоснованию стратиграфических схем четвертичных отложений Западно-Сибирской изменности. Новосибирск, 1967.
- Гитерман Р. Е. и др. Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 117, 1968.
- Глазырина Н. С., Сухоруков А. М., Сюксина О. Г. Верхнеплиоценовые — нижнеплейстоценовые отложения в равнинном Зауралье.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Урала». Свердловск, 1969.
- Гричук В. П. Вопросы изучения истории растительного покрова в Сибири в четвертичное время.— В кн. «Четвертичный период Сибири». М., «Наука», 1966.
- Гричук В. П. Проблема границы между четвертичной и третичной системой в свете палеоботанических данных.— Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, 20. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гричук В. П., Хей Р. В., Вендо С. Отчет подкомиссии ИНКВА по плиоцен-плейстоценовой границе.— В кн. «Научные итоги VI конгресса ИНКВА». М., «Наука», 1964.
- Громов В. И. Материалы по геологии Омско-Барабинского р-на.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол. (№ 8), вып. 28, 1940.
- Громов В. И. и др. Схема подразделений антропогена.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 36, 1969.
- Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., «Наука», 1965.
- Гудина В. И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М., «Наука», 1966.
- Гудина В. И. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 63, 1969.
- Ершова С. Б., Коломинская В. Н., Петрова Е. А. Новые данные о строе-

нии водораздельных равнин Томской области.— Изв. вузов, геол. и развед., № 6, 1970.

- Задкова И. И., Тарасенко Я. С. Литология неоген-четвертичных отложений района пос. Смыков.— В сб. «Четвертичная геология и геоморфология Сибири». Тр. Ин-та геол. и геофиз., 1968.
- Захаров Ю. Ф. Четвертичные отложения Нижнего и Среднего Приобья, Северного Зауралья и их корреляция.— В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.
- Зинова Р. А., Терещенко Р. А. К вопросу о палеоклиматических условиях формирования битекейских слоев Центрального Казахстана.— Третья науч.-техн. конф. Караганда, 1969.
- История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в четвертичное время. Под ред. В. Н. Сакса. «Наука», 1970.
- Казьмина Т. А. К стратиграфии неоген-четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности по фауне остракод.— В кн. «Проблемы четвертичной геологии Сибири». «Наука», 1969.
- Костенко Н. Н. К вопросу подразделения антропогенных отложений Казахстана.— Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. Изд-во АН СССР, 1962.
- Костицина Р. П. и др. Спорово-пыльцевая характеристика и вопросы стратиграфического расчленения четвертичных отложений центральных районов Западной Сибири.— В кн. «Четвертичный период Сибири». М., «Наука», 1966.
- Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири. Изд-во МГУ, 1970.
- Линдгольм В. А. Пресноводные моллюски из плиоценовых отложений по р. Иртышу.— Тр. ВГРО, вып. 239, 1932.
- Липагина В. Я., Казьмина Т. А. Остракоды четвертичных отложений Среднего Приобья.— В кн. «Четвертичная геология и геоморфология Сибири». «Наука», 1969.
- Лунгерстаузен Г. Ф. Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири (очерк новейших тектонических движений).— Сов. геология, сб. 45, 1955.
- Мадерн У. Н. Состояние изученности палеогеновых и неогеновых пресноводных моллюсков Казахстана и Западной Сибири.— В кн. «Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР». «Наука», 1967.
- Мартьянов В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. Межвед. совещ. по стратиграфии Сибири. Л., 1957.
- Мартьянов В. А. О нижней границе четвертичной системы южной части Западно-Сибирской низменности.— Матер. по региональной геологии Сибири. Тр. СНИИГГиМСа, вып. 24, 1962.
- Мартьянов В. А. Поздненеогеновые (раннеантропогенные?) отложения юга Западной Сибири.— В кн. «Неогеновые отложения Западной Сибири». М., «Наука», 1968.
- Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Центральной и Западной Европы. «Наука», 1970.
- Никитенко Ф. А. Лессовые породы Новосибирского Приобья и их инженерно-геологическая характеристика.— В кн. «Лессовые породы Приобья». Тр. Новосибирского ин-та инженеров ж.-д. транспорта, вып. 34. Новосибирск, 1963.
- Никитин В. П. Семенные флоры неогена южной части Западно-Сибирской низменности.— Автореф. дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-минер. наук. Новосибирск, 1967.

- Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры берегов р. Оби.— Матер. по геологии Западной Сибири, 12 (54), 1940.
- Николаев В. А. Некоторые новые данные о фауне унионид Западно-Сибирской низменности.— Вестн. Западно-Сибирского геол. треста, № 1, 1938.
- Николаев В. А. Эоплейстоценовые моллюски Западно-Сибирской низменности и их стратиграфическое значение.— Матер. к межвед. совещ. по разработке униф. и коррел. стратиграф. схем для Западной Сибири. Новосибирск, 1967.
- Николаев В. А. Стратиграфия и фауна континентального олигоцена и неогена Западно-Сибирской низменности.— В кн. «Кайнозой Западной Сибири». Новосибирск, «Наука», 1968.
- Орлов Ю. А. В мире древних животных. Очерки по палеонтологии позвоночных. М., Изд-во. АН СССР, 1961.
- Православлев П. П. Приобье Кулундинской степи.— Матер. по геологии Западно-Сибирского края, 6, 1933.
- Поспелова Г. А., Зудин А. Н. О расчленении плиоцен-четвертичных отложений Приобского степного плато по палеомагнитным данным.— Геология и геофизика, № 6, 1967.
- Раковец О. А., Шмидт Г. А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая.— Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, 22. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Романкевич Е. А., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст четвертичных осадков западной части Тихого океана.— В кн. «Геология дна океанов и морей». М., «Наука», 1964.
- Стеклов А. А. Состояние изученности неогеновых наземных гастропод и перспективы их использования для стратиграфии неогена азиатской части СССР.— В кн. «Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР». «Наука», 1967.
- Файнер Ю. Б. Верхнеплиоценовые осадки Кузнецкой котловины.— В кн. «Четвертичная геология и геоморфология Сибири». Новосибирск, «Наука», 1969.
- Фейрбридж Р. У. Сходимость данных об изменениях климата и об эпохах оледенения.— В кн. «Солнечная активность и изменение климата». Гидрометеоздат, 1966.
- Шандер Е. В., Лаврушин Ю. А., Микулина Г. М. Бетекейские слои Северного Казахстана и их вероятные аналоги.— Изв. АН СССР, № 1, 1965.
- Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.
- Эмилиани Ч. Изменения климата кайнозойской эры, определенные по стратиграфии и хронологии глубоководных колонок глобигериново-иловых фаций.— В кн. «Солнечная активность и изменения климата». Гидрометеоздат, 1966.
- Bout P. La limite Pliocene-Quaternaire en Europe occidentale.— Bull. Assoc. franc. pour l'etud. Quat., 1, 1968.
- Сох А. Geomagnetic Reversals.— Science, v. 163, N. 3864, 1969.
- Curry R. R. Glaciation about 3 000 000 years ago in the Sierra-Nevada.— Science, v. 154, N. 3750, 1966.
- Emiliani C. Temperatures of Pacific bottom waters and polar superficial waters during the Tertiary.— Science, v. 119, 1954.
- Emiliani C. Cenozoic climatic changes as indicated by the stratigraphy and chronology of deep-sea cores of Globigerina-ooze facies. N. Y. Acad. Sci., Ann. 95 (1), 1961.
- Emiliani C. Paleotemperature analysis of the Caribbean cores A-214-BR-C and CP-28.— Bull. Geol. Soc. America, v. 71, N. 2, 1964.

- Evernden I. F., Curtis G. H., Kistler R. Potassium-Argon dating of Pleistocene Volcanics. *Quat.*, IV, 1957.
- Frechen T., Lippolt H. T. Kalium-Argon Daten zum Alter des Laacker Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeit.— *Eiszeitalter Gegenw.*, 16, 1965.
- Hay R. J. Stratigraphy of Beds I Through IV Olduvai Gorge, Tanganyika.— *Science*, v. 139, № 3557, 1963.
- Koenigswald G. H. R. Potassium-Argon dates for the Upper Tertiary.— *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wet. Ser. B. T.* 65, N. 1, 1962.
- Kurten B. Villafranchian fauna evolution. *Comment. Biol. Soc. Sci. Fennica*, v. 26, N. 3, 1963.
- Scilli R., Emiliani C., Mayeda T. Palaeotemperature analysis of the Plio-Pleistocene section at le Castella, Calabria, southern Italy.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 1961.
- Shotton F. W. The Problems and contribution of methods of absolute dating withing the Pleistocene period. *Quart. J. of Geol. Soc. of London*, N. 488, v. 122, part 40, 1967.
- Zagwijn W. H. Vegetation, climate and time-correlations in the early pleistocene of Europe.— *Geol. en Mijnbouw, new. ser.*, v. 19, N. 7, 1957.
-

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

А. А. ТРОФИМУК

**НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ
СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
В СВЕТЕ ДАННЫХ КАРТЫ ТЕКТОНИКИ ЕВРАЗИИ**

В 1965 г. под редакцией академика А. Л. Яншина была создана карта тектоники Евразии в масштабе 1 : 5 000 000, а в 1966 г. — обширная объяснительная записка к этой карте. На карте тектоники Евразии, составленной в результате глубокого анализа новейших материалов по тектонике, рассмотренных с позиций тектонической школы акад. Н. С. Шатского, впервые изображена не только тектоника материков, но и общие черты тектонического строения омывающих Евразию морей и океанов.

Монографическое описание карты, выводы и обобщения об эволюции тектонических процессов земной коры, о связи полезных ископаемых с тектоническими структурами континентальной части Евразии, с тектоническими зонами дна морей и океанов представляют важнейшую веху в развитии нашей отечественной геологии. За это выдающееся исследование коллектив его авторов в 1967 г. удостоен Государственной премии.

В настоящей заметке автор намеревается, опираясь на материалы и идеи по тектонике Евразии, изложенные в названном исследовании, на новейшие достижения в области развития нефтяной геологии, еще раз подчеркнуть их важное значение для обоснования нефтегазоносности Сибири и советского Дальнего Востока.

Устанавливая связи полезных ископаемых с основными типами тектонических структур, авторы тектоники Евразии отмечают, что нефтяные провинции в громадном большинстве приурочены к древним и эоценовым платформам и структурам орогенного яруса. Потенциально нефтеносными, указывают авторы, можно считать участки всех плит как древних, так и молодых платформ. Однако, как правило, зоны промышленного нефтегазонакопления связаны с крупными областями прогибания на платформах, т. е. с участками, обладающими достаточно мощным осадочным покровом. Авторы отмечают большую роль в качестве месторождений нефти и природного газа осадочных толщ, выполняющих краевые и отчасти внутренние прогибы орогенного яруса складчатых областей, а также области развития кайнозойских, альпийских и тихоокеанских геосинклинальных комплексов.

В Сибири развиты две крупнейшие плиты: Западно-Сибирская — эппалеозойская и Восточно-Сибирская с древним докембрийским фундаментом.

Развернутые за последние 20 лет крупные региональные поисковые и геологоразведочные работы в пределах Западно-Сибирской плиты выявили крупнейшую в стране нефтегазоносную провинцию. Обнаруженные залежи нефти и газа оказались приуроченными к отложениям юры и мела, представляющим преобладающую часть осадочного чехла плиты. На примере уже выявленных нефтяных и газовых месторождений, в большинстве своем крупных и гигантских по запасам, установлена тесная генетическая связь залежей нефти и газа с вмещающими их осадками, расположение промышленных залежей нефти и газа в зонах метаморфизма органического вещества на стадии от поздней буроугольной до газовой (Канторович и др., 1967). Геохимические исследования рассеянного органического вещества, захороненного в осадках, позволили выявить долю подвижных углеводородов в общей массе органического вещества, которая могла частично участвовать в формировании залежей нефти и газа. Выявленные эмпирическим путем коэффициенты аккумуляции углеводородов в залежах позволили на основе объемно-генетического метода обосновать прогнозные запасы нефти и газа юрских и меловых отложений Западно-Сибирской плиты.

Весьма существенно для прогнозной оценки запасов этой крупнейшей нефтегазоносной провинции, а также для оценки других подобных провинций, доказательство возникновения крупнейших месторождений газа севера Тюменской области за счет преобразования рассеянного углистого вещества, захороненного в толще меловых, преимущественно континентальных осадков.

Условия нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты подтверждают развиваемое Н. Б. Вассоевичем (1967, 1969), С. Г. Неручевым (1962), А. Э. Канторовичем и др. (1967) представление о главной фазе нефтеобразования, которая возникает в осадочном чехле при погружении его на глубину 1300—1500 м.

Практика поисковых и разведочных работ, их научное обобщение не только обосновали высокую ценность этой новой нефтегазоносной провинции, но и существенно развили общую теорию происхождения нефти и газа, а также общую методику выявления нефтегазоносности новых крупных провинций. Здесь впервые в практике геологопоисковых работ СССР применен метод поисков крупных зон нефтегазонакопления по принципу от общего к частному. Крупные региональные исследования, сопровождаемые опорным и параметрическим бурением, выявили общую картину тектонического строения осадочного чехла, наметили теоретически наиболее вероятные и значительные зоны нефтегазонакопления, разведка которых поисковым бурением дала известные столь блестящие результаты.

Едва ли есть необходимость останавливаться на дальнейших задачах поисков и разведки в пределах мезозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Систематическое изучение этого чехла региональными исследованиями, а особенно методами сейсморазведки, обеспечит дальнейшее наращивание запасов нефти и газа в объемах, даже превышающих

современную оценку прогнозных запасов Западно-Сибирской плиты. Здесь уместно лишь упомянуть о задачах дальнейшего развития поисковых работ в пределах Западно-Сибирской плиты, которые еще не нашли должного отражения в планах поисков. Во-первых, следует уже теперь развернуть поиски литологически экранированных залежей нефти и газа в условиях выклинивания пород коллекторов. Хотя поиски такого типа залежей более сложны, чем поиски сводовых залежей, однако такие типы залежей в тектонических условиях Западно-Сибирской плиты могут быть весьма значительными по запасам. За счет их может возрасти число гигантских месторождений этой провинции.

Во-вторых, следует начать поиски залежей нефти и газа в пределах захороненных под мезозойским чехлом внутренних впадин, сложенных палеозойскими осадками. Объектом дальнейших поисков нефти и газа должен быть палеозойский фундамент Западно-Сибирской плиты.

Нефтегазоносные земли Западно-Сибирской низменности, как показали тектонические и литолого-фациальные исследования, продолжают под водами южной части Карского моря. Следует уже сейчас планировать региональные исследования и подготовку площадей под поиски нефти и газа в акватории Карского моря. При наличии легких высокопроизводительных станков, способных достигать глубины до 4 тыс. м, можно бурить параметрические и поисковые скважины со льда, сковывающего это море большую половину года.

Западно-Сибирская плита по своим потенциальным возможностям в настоящее время является самой крупной нефтегазоносной провинцией СССР. Степень использования ее богатств будет определять общее развитие всей нефтегазодобывающей промышленности нашей страны по крайней мере до конца этого столетия.

Восточно-Сибирская древняя плита по своим размерам значительно превышает Западно-Сибирскую молодую плиту. В осадочном чехле плиты представлены два крупных структурных комплекса: рифейско-среднепалеозойский и верхнепалеозойско-кайнозойский (Горнштейн и др., 1963). В каждом из этих комплексов выделяются структурные ярусы, разделенные между собой угловыми или стратиграфическими несогласиями.

Рифейско-среднепалеозойский комплекс сложен тремя структурными ярусами: рифей — нижний кембрий, средний кембрий — силур, девон — нижний карбон.

В составе верхнепалеозойско-кайнозойского структурного комплекса выделяются четыре структурных яруса: среднекаменноугольно-нижнетриасовый, среднетриасовый-среднеюрский, верхнеюрский-нижнемеловой и верхнемеловой-кайнозойский. Осадки всех структурных ярусов, за исключением самого верхнего — верхнемелового-кайнозойского, имеют благоприятную для нефтегазообразования фациальную характеристику и такую степень метаморфизации органического вещества, которая соответствует условиям проявления главной фазы нефтегазообразования (Трофимук, Конторович, 1965).

С теоретических и практических позиций наибольшими перспективами обнаружения крупных залежей нефти и газа в пределах Восточно-Сибирской плиты должны обладать площади, сложенные несколькими струк-

турными ярусами. С этих позиций особого внимания заслуживают Виллойская синеклиза и Приверхоянский прогиб, в сложении которых принимают участие все семь структурных ярусов. В настоящее время промышленная газоносность здесь уже выявлена в пределах двух структурных ярусов: среднекаменноугольно-нижнетриасового и среднетриасово-среднеюрского. Обнаруженные здесь семь месторождений газа уже заложили основы развития крупной базы добычи природного газа.

Следует полагать, что дальнейшее развитие поисковых работ в Виллойской синеклизе увенчается открытием нефти и газа не только в двух указанных, но и в других, в том числе и более древних, структурных этажах осадочного чехла.

Весьма перспективна для поисков нефти и газа обширнейшая Тунгусская синеклиза, в которой развиты все три структурных этажа рифейско-среднепалеозойского комплекса. Совокупность литолого-фациальных и тектонических условий позволяет рассчитывать на обнаружение здесь крупных, даже гигантских, месторождений нефти и газа.

Весьма перспективны для поисков нефти и газа крупные структурные подразделения, окаймляющие Восточно-Сибирскую плиту с юга, такие как Канская впадина, Иркутский прогиб, Ангаро-Илимский вал, Верхне-Ленская впадина, Ангаро-Ленский и Березовский прогибы. Поиски нефти и газа в пределах Восточно-Сибирской плиты уже увенчались значительными успехами. Создана база газодобычи в районе нижнего течения р. Виллой, обнаружены первые небольшие месторождения нефти и газа в Иркутском прогибе, Верхне-Ленской впадине. На такой обширной и весьма перспективной структуре, как Тунгусская синеклиза, поисковые работы пока не начаты. Между тем совершенно очевидно, что Восточно-Сибирская плита представляет собой первостепенный объект поисков нефти и газа в нашей стране. Ее тектонические, литолого-фациальные условия столь благоприятны для нефтегазообразования и нефтегазонакопления, что позволяют ожидать обнаружения здесь запасов нефти и газа не меньших, чем в пределах Западно-Сибирской плиты.

Области плит Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской, занимающие преобладающую часть Сибири, на протяжении этого столетия станут основными базами поставки нефти и газа народному хозяйству нашей страны.

Что касается Магаданской области и востока Якутии, то следует особо подчеркнуть возможность открытия крупных месторождений нефти и газа в Зырянской и Олойской впадинах, в Ольджойском прогибе и Анадырской впадине. Как известно, в последней из третичных отложений уже выявлены первые промышленные притоки природного газа. Особо важно найти продолжение Аляскинского прогиба в районе акваторий Чукотского и Восточно-Сибирского морей. В этом прогибе мезозойской складчатости на севере Аляски обнаружены крупные и гигантские месторождения нефти.

В южных районах Дальнего Востока должны быть продолжены поиски нефти и газа в Зей-Буреинской синеклизе, Буреинском прогибе и начаты поиски нефти в Хабаровской впадине, а также во впадинах Приморского края.

В пределах развития кайнозойского (камчатского) тектогенеза особое внимание следует уделить выявлению промышленной нефтегазоносности Пенжинского, Центрально-Камчатского и Западно-Камчатского прогибов, общая геолого-фациальная и тектоническая позиция которых позволяет рассчитывать на открытие здесь месторождений нефти и газа, не меньших по запасам, чем обнаруженные в сходных биологических условиях на северо-востоке о. Сахалин. Должны быть продолжены поиски нефти и газа в восточной, западной и южной частях Сахалина, а также в зоне его побережья.

При поисках нефти и газа как на Восточно-Сибирской плите, так и в перспективных районах Северо-Востока СССР, Камчатки, Сахалина, Амурской области, Хабаровского и Приморского краев должен быть использован опыт поисков нефти и газа на Западно-Сибирской плите. Поисковым работам должны предшествовать высококвалифицированные региональные геологические, геофизические исследования, сопровождаемые бурением опорных и параметрических скважин. На базе этих исследований и теоретических представлений современной нефтяной геологии следует определить места наиболее вероятного нахождения крупных зон нефтегазонакопления. Эти зоны и должны стать объектами поисковых работ на нефть и газ.

Крупное научное обобщение по тектонике Евразии, выполненное под руководством акад. А. Л. Яншина, уже существенно способствует выполнению этих задач.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1967.
- Вассоевич Н. Б. и др. Главная фаза нефтеобразования.— Вестн. МГУ, № 6, 1969.
- Горнштейн Д. К. и др. Основные этапы геологического развития и перспективы нефтегазоносности Якутской АССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Конторович А. Э., Парпарова Г. М., Трушков Н. А. Метаморфизм органического вещества и некоторые вопросы нефтегазоносности (на примере мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности).— Геология и геофизика, № 2, 1967.
- Неручев С. Г. Нефтепроводящие свиты и миграция нефти. Л., Гостехиздат, 1962.
- Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5 000 000). М., «Наука», 1966.
- Трофимук А. А., Конторович А. Э. Некоторые вопросы теории органического происхождения нефти и проблема диагностики «нефтепроводящих» толщ.— Геология и геофизика, № 12, 1965.

М. А. ЖАРКОВ

ЭВОЛЮЦИЯ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Изучение эволюции геологических процессов представляет собой одну из важнейших проблем современной 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.

А. Л. ЯНШИН

(Из выступления на Советании по проблемам тектоники, Москва, 1963 год)

1

Значительное внимание в последние годы уделяется проблеме эволюции галогенеза в истории Земли. Различные стороны этой проблемы освещались в работах М. П. Фивега (1956), А. А. Иванова (1953), А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого (1960), А. Л. Яншина (1961, 1963), Н. М. Страхова (1962, 1963), М. Г. Валяшко (1962, 1963, 1967), Ф. Лотце (1968; Lotze, 1957), А. Д. Фишера (1968), Х. Борхерта и Р. Мюира (Borchert, Muir, 1964).

В первую очередь следует отметить палеогеографический аспект эволюции соленакопления. При сравнительном изучении разновозрастных соленосных отложений установлено, что древние солеродные бассейны значительно отличались от современных как по своим размерам, так и по геологической обстановке седиментации. Это были морские солеродные бассейны, которые в современную эпоху не существуют (Фивег, 1956). Подчеркивая это положение, А. Л. Яншин отмечал, что солеродные бассейны, «в которых накапливались мощные толщи солей, ... были не существующие в настоящее время, иногда очень крупные, морские бассейны, особенности седиментации в которых не могут быть установлены методом актуализма, т. е. методом прямого сравнения с бассейнами современной эпохи» (Яншин, 1961, стр. 6).

Палеогеографическую обстановку древнего соленакопления существенно детализировал Н. М. Страхов (1962). Различая среди галогенных формаций континентальные, лагунные, крупных заливов закрытого типа, краевых частей открытых эпиконтинентальных морей и внутриконтинентальных морских водоемов, он отмечает, что «из пяти формациеобразующих ландшафтов древности лишь три (первые.— М. Ж.) имеют более или менее близких аналогов в современности, другие же два не имеют их совсем и являются специфически древними» (Страхов, 1962, стр. 276). Намечаются не только резкие отличия палеогеографических обстановок соленакопления, но и качественные изменения условий галогенной седиментации во времени (Страхов, 1963).

Второй аспект проблемы, который в последнее время все более проясняется, связан с объемами соленакопления в различные геологические эпохи. Имеющийся фактический материал сейчас уже с определенностью позволяет заключить, что в истории геологического развития Земли устанавливается несколько эпох грандиозного соленакопления. Этапность соленакопления является уже давно подмеченным фактом (Lotze, 1957; Лотце, 1968; Иванов, 1953; Страхов, 1962). Подчеркивая это, А. А. Иванов отмечал, что «условия, благоприятные для галогенного осадконакопления, возникали через различные промежутки времени и развивались в течение более или менее длительных геологических этапов. Характерно, что во многих районах и нередко почти на одной и той же площади галогенное осадконакопление происходило неоднократно; в одних случаях оно приурочивалось к разным эпохам и векам, чередуясь во времени и в пространстве с этапами накопления осадков иного фациального профиля; в других — галогенные осадки накапливались почти непрерывно в течение длительного времени, охватывавшего иногда ряд возрастных и стратиграфических подразделений» (Иванов, Левицкий, 1960, стр. 376).

В связи с этапностью соленакопления и осажждением в отдельные геологические эпохи огромных объемов каменной соли обсуждается вопрос об изменении солености океанских вод, поскольку соленакопление в таких масштабах должно было привести к понижению солености океана. Сейчас уже ясно, что изменение процессов галогенеза связано с качественным преобразованием многих геологических явлений в истории Земли. Как подчеркивали А. А. Иванов (Иванов, Левицкий, 1960), М. П. Фивег (1962) и Н. М. Страхов (1963), размещение галогенных формаций разного возраста было связано с двумя главнейшими факторами: 1) изменением во времени и в пространстве палеоклиматических условий и расположением поясов аридного климата и 2) особенностями тектонического развития Земли.

Отмечая тесную связь галогенеза с тектоническим развитием Земли, А. Л. Яншин много раз указывал на значение эпох складчатости для соленакопления. Эпохи складчатости всегда сопровождались в местах своего проявления ухудшением связей между океанами и эпиконтинентальными бассейнами, возникновением замкнутых водоемов, благоприятных для образования соленосных формаций. К тому же в эпохи складчатости увеличиваются площади континентальных масс и создаются горные системы, что приводит к резким изменениям циркуляции земной атмосферы и возникновению обширных площадей аридизации климата.

Наиболее всесторонне проблема эволюции галогенеза была рассмотрена Н. М. Страховым (1962, 1963), А. А. Ивановым (Иванов, Левицкий, 1960) и М. Г. Валяшко (1962, 1963).

Анализируя галогенные формации, распространенные на территории Советского Союза, А. А. Иванов пришел к выводу, что вещественный их состав со временем не изменяется. Он пишет: «Оставляя в стороне сульфатоносные формации, можно видеть, что остальные галогенные формации обнаруживают большое сходство по вещественному составу и отличаются ограниченным комплексом слагающих их минералов и пород. Характерно, что во времени не устанавливается существенных изменений в вещественном составе галогенных формаций и появления в более молодых из них каких-либо новообразований, отсутствующих в более древних формациях. Действительно, уже самая древняя нижнекембрийская галогенная формация сложена как ангидритами и гипсами, так и каменной солью, имеющей весьма мощное и широкое развитие. Наблюдаются в ней и проявления калийных солей, возможно, даже образуются более или менее значительные их концентрации. По существу, такой же комплекс галогенных минералов и пород слагает и самую молодую галогенную формацию неогенового возраста и наблюдается в ряде промежуточных между ними по возрасту формаций. Это положение находится в прямой зависимости от того, что все основные галогенные формации не только СССР, но и всего мира, и в особенности более полные по слагающим их комплексам пород, образовались за счет одного и того же исходного источника — кристаллизации солей из морской (океанической) воды. Судя же по всему, соляной состав морской воды на протяжении геологических периодов и эпох если и менялся, то в очень ограниченных пределах» (Иванов, Левицкий, 1960, стр. 398).

По представлениям А. А. Иванова, изменялось лишь географическое положение галогенных толщ в зависимости от климатической зональности и истории тектонического развития той или иной эпохи. «Если рассматривать размещение галогенных формаций на территории СССР в целом, — пишет А. А. Иванов, — то можно заметить определенную закономерную направленность перемещения зон и площадей их распространения в разрезе геологического времени. Эта закономерность, давно подмеченная и прослеживаемая на всей суше Земли, выражается в том, что по мере перехода от древних геологических систем к более молодым распределение площадей с наличием галогенных формаций приобретает направленность, все более и более приближающуюся к современному, близкому к широтному расположению поясов аридного климата» (там же, стр. 381).

Подобный же вывод для северного полушария Земли был сделан Ф. Лотце (1968), который отметил, что «смещение пояса эвапоритов вызвано соответствующими изменениями положения зоны аридного климата» (стр. 335).

В наиболее четкой форме проблема эволюции галогенеза была сформулирована Н. М. Страховым. «Развитие галогенеза в послепротерозойской истории Земли, — писал он, — характеризуется сочетанием постоянства мине-

ралоогического состава твердых солевых фаз с резко выраженными колебаниями интенсивности и полноты галогенного процесса» (Страхов, 1963, стр. 496).

Этот вывод сделан на основе присутствия одних и тех же минералов и пород в разновозрастных соленосных отложениях, а также одинаковой их последовательности в соленосных сериях, на что обращали внимание А. А. Иванов (Иванов, Левицкий, 1960) и М. Г. Валяшко (1962, 1963). В частности, рассматривая колонки соляных отложений различного геологического возраста, начиная с кембрия, М. Г. Валяшко (1963) пришел к заключению, что «все соляные отложения построены в общем одинаково. Все они начинаются с карбонатных и гипсо-ангидритовых пород... Далее следуют отложения галита, которые, как правило, являются наибольшими по мощности и распространению» (стр. 24); затем в подчиненном количестве присутствуют калийно-магнезиальные соли. Основываясь на этих данных, Н. М. Страхов отмечает, что одни и те же минералы, «но только в разных количественных соотношениях, участвуют в сложении калийных пород от кембрия доныне, причем даже в количественных их изменениях невозможно уловить какого-либо направленного развития... На низкой ступени галогенеза во все времена осаждался гипс, на более высокой галит. Таким образом, — заключает Н. М. Страхов, — за последние 500×10^6 лет галогенез протекал в одних и тех же минералогических формах, несколько меняя лишь количественные соотношения минералов, но даже здесь без признаков необратимой эволюции» (Страхов, 1963, стр. 493).

«Развитие галогенеза в истории Земли, по мнению Н. М. Страхова, контролировалось... не физико-химическими факторами и, в частности, не изменениями во времени солевого состава гидросферы или газового состава атмосферы, а только тектоническими факторами: развитием структуры литосферы, ходом тектонических движений, а также изменениями в пролегании климатических зон и их соотношениями с тектоническими структурами земной коры» (там же, стр. 504). Эволюция выразилась в смене геологических обстановок седиментации, вследствие чего «галогенез порою развивался интенсивно, порою слабо; менялись зоны соленакопления на поверхности Земли в связи с миграциями аридных ареалов в целом. Все эти количественные, а не качественные изменения создавались воздействием чисто тектонических факторов, а не физико-химических условий. Эволюция последних на поверхности Земли как бы проходила мимо галогенеза, не задевая его и не воздействуя на него. Это, конечно, не случайно. Ибо эволюционировали такие стороны физико-химической обстановки (давление CO_2 , O_2 , общая соленость гидросферы, биос), которые отношения к галогенезу не имели и на него поэтому не влияли» (там же, стр. 505).

Мы специально привели обширные цитаты из работ Н. М. Страхова и А. А. Иванова, чтобы показать наиболее широко распространенные в настоящее время представления об эволюции соленакопления в геологической истории. Они разделяются многими. Их можно кратко сформулировать следующим образом: эволюция галогенеза в истории Земли выразилась в смене геологических обстановок седиментации и интенсивности

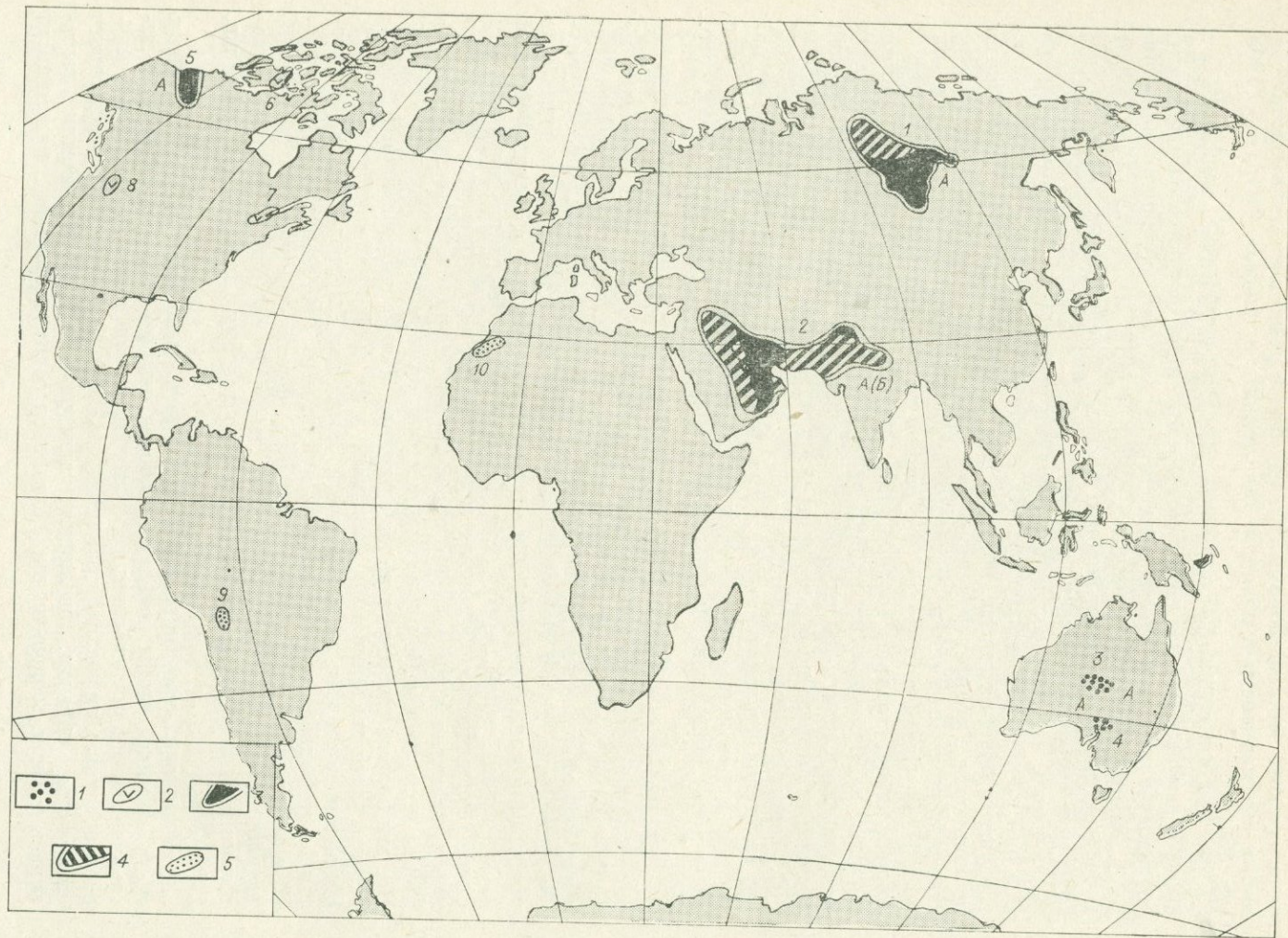


Рис. 1. Схема докембрийских и кембрийских эвапоритовых отложений.

1 — соленосные отложения докембрийского возраста, 2 — сульфатные отложения докембрийского возраста; 3 — установленные площади развития кембрийских соленосных толщ; 4 — предполагаемые площади распространения кембрийских соленосных отложений; 5 — сульфатные отложения кембрийского возраста. Цифрами на карте пронумерованы бассейны: 1 — Восточно-Сибирский; 2 — Ирано-Пакистанский; 3 — Амадес; 4 — Торронский; 5 — Маккензи; 6 — Арктических островов; 7 — Гренвилльский; 8 — Белт; 9 — Южно-Боливийский; 10 — Испанской Сахары. Буквами на карте обозначены типы соленосных толщ: А — хлоридный; А (В) — хлоридный с небольшим содержанием калийно-сульфатных пород

соленакпления, а не в изменении вещественного состава галогенных формаций.

Вместе с тем можно заметить, что при рассмотрении проблемы эволюции галогенеза до сих пор остаются не выясненными количественные соотношения пород в соленосных сериях. Связано это с недостатком фактического материала. Однако именно направленные изменения количественных соотношений минералов и пород в разновозрастных соляных толщах как раз и могут свидетельствовать об эволюции соленакпления в геологической истории. Сейчас хорошо известно, что выводы об эволюции карбонатного осадконакопления сделаны в первую очередь на основе количественных подсчетов объемов доломитов и известняков (Страхов, 1963; Ронов, 1964), которые позволили установить преимущественную приуроченность этих пород к определенным хронологическим интервалам истории Земли. Объемы каменной соли также свидетельствуют о весьма сложном характере соленакпления; направленность этого процесса еще предстоит выяснить. Но, самое главное, следует провести количественный подсчет пород внутри разновозрастных соленосных серий. Только после этого можно будет обоснованно судить об эволюции вещественного состава галогенных формаций.

Нетрудно убедиться также и в том, что изложенные выше выводы об эволюции галогенеза сделаны на основе данных по распределению в соленосных сериях минералов и пород; по существу, возможность эволюции рассматривалась лишь с точки зрения минерального состава соляных толщ. Между тем чтобы выяснить эволюцию соленакпления в геологической истории, конечно, недостаточно оперировать лишь этими материалами. Ведь эволюция соленакпления будет выражаться, по-видимому, не в изменении состава минералов или пород (они всегда будут одними и теми же, так как образуются в определенных физико-химических условиях), а в изменении пространственных соотношений пород и их объемов внутри формаций в зависимости от направленного изменения геологических условий осадкообразования. В геологической истории, поэтому, может намечаться смена во времени различных типов соленосных формаций.

«Одна из главнейших задач, — указывал А. Л. Яншин, — заключается в изучении эволюции однотипных формаций в истории Земли попутно с разработкой вопросов их типизации и классификации, а также методов их выделения и опознавания. По-види-

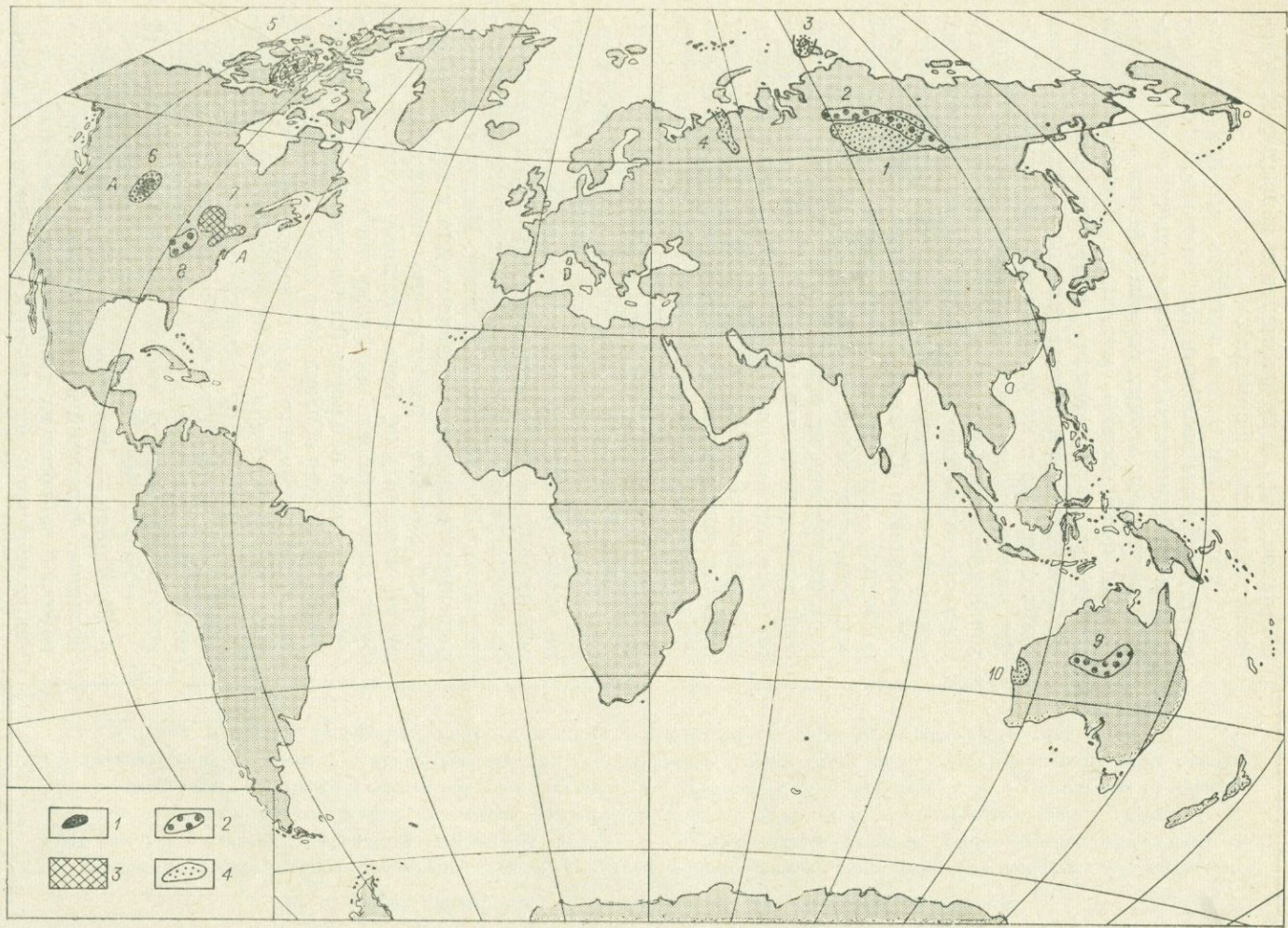


Рис. 2. Схема распространения ордовикских и силурийских эвапоритовых отложений.

1 — соленосные отложения ордовикского возраста; 2 — сульфатные отложения ордовикского возраста; 3 — соленосные отложения силурийского возраста; 4 — сульфатные отложения силурийского возраста. Цифрами на карте пронумерованы бассейны: 1 — Тунгусский; 2 — Лено-Енисейский; 3 — Северо-Земельский; 4 — Печорский; 5 — Арктических островов; 6 — Виллистонский; 7 — Мичигано-Предапалачский; 8 — Южно-Иллинойский; 9 — Амадиес и Джорджиана; 10 — Карнарвон. Буквами обозначены типы соленосных толщ: А — Хлоридный.

тому, это наиболее надежный путь познания хронологических изменений осадочного процесса» (Яншин, 1960, стр. 5).

К сожалению, подобный анализ однотипных соленосных фармаций до сих пор не производился. Невыясненными остаются хронологические изменения типов соленосных формаций, различающихся по вещественному составу, внутреннему строению и особенностям пространственного соотношения пород, наборов пород и литологических комплексов. Наряду с отсутствием данных по количественному соотношению пород в соленосных сериях и их изменению во времени, это свидетельствует о том, что проблема эволюции соленакпления в геологической истории еще остается в значительной мере не расшифрованной.

3

Особенности распространения соленосных отложений в геологической истории по мере поступления новых данных регулярно освещаются в литературе. Можно упомянуть широко известные обобщения Ф. Лотце (Lotze, 1938, 1957, 1968), Г. Борхерта и Р. Мюира (Borchert, Muir, 1964), Н. М. Страхова (1963), М. П. Фивега (1962), А. А. Иванова (1953), А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого (1960). Эта проблема недавно была рассмотрена М. Козари, И. Данлапом и В. Хампри (Kozary, Dunlap, Humprey, 1968).

В последние годы получено много дополнительных сведений о соленосных сериях. Новый материал несколько уточняет ранее известные факты и позволяет рассмотреть вновь проблему пространственного и возрастного размещения соленосных толщ. На рис. 1—10 изображены схемы распространения соленосных отложений на континентах от позднего докембрия до неогена. Мы кратко поясним их, остановившись на наиболее важных моментах.

В первую очередь следует отметить открытие позднедокембрийских соленосных отложений в бассейне Амадиес (Центральная Австралия) в составе формации Битер-Спрингс (Браун, Кемпбелл, Крук, 1970). Условия залегания и строение соляной толщи в бассейне Амадиес детально описаны Д. Макнафтоном и др. (McNaughton, Quinlan, Hopkins, Wells, 1968). Приведенные ими данные окончательно не доказывают положение толщи каменной соли в составе позднего докембрия; вполне возможно, что при дальнейших исследованиях будет установлен палеозой-

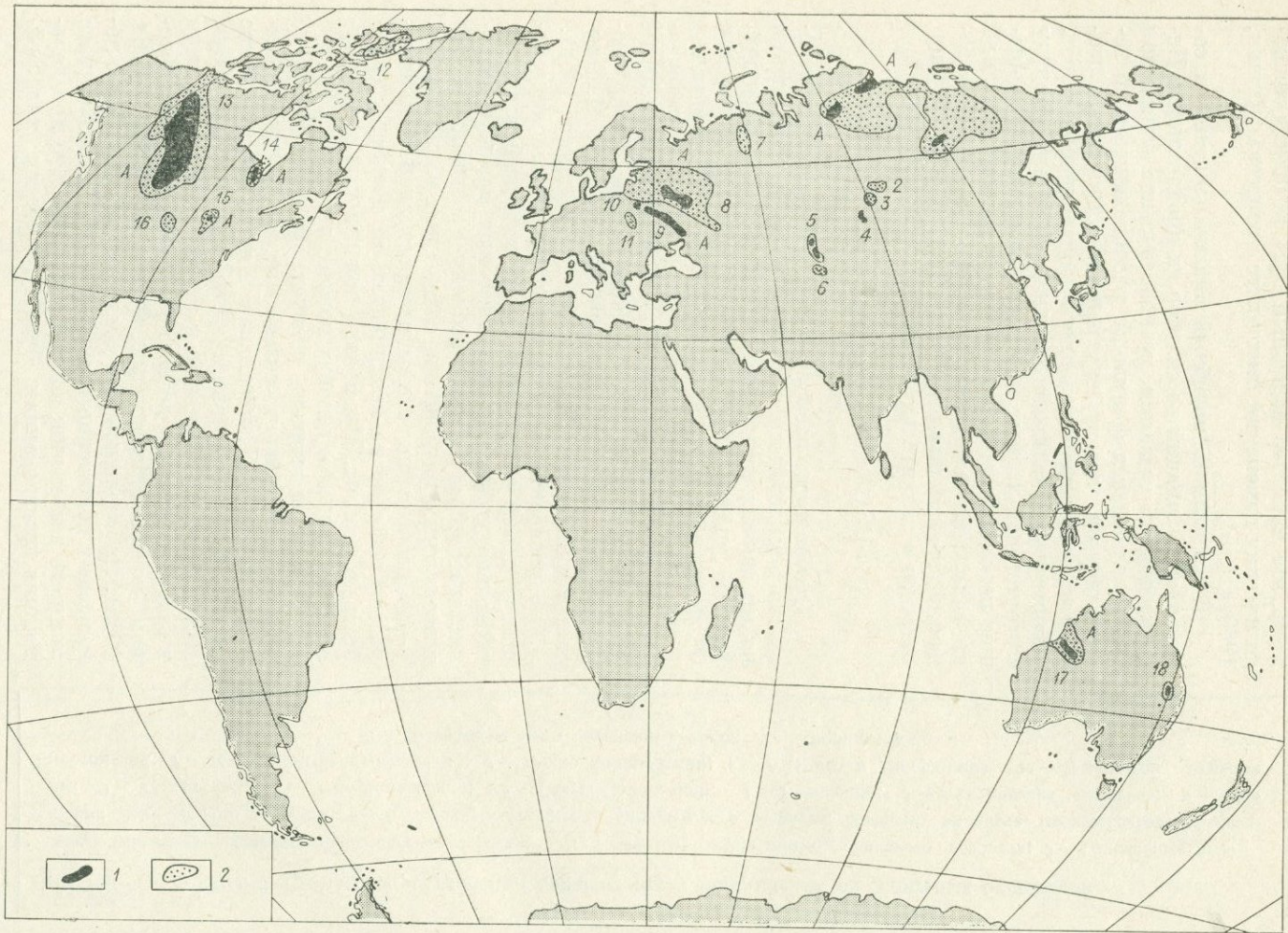


Рис. 3. Схема распространения девонских эвапоритовых отложений.

1 — установленные площади развития соленосных отложений; 2 — площади развития сульфатных отложений. Цифрами на карте пронумерованы бассейны: 1 — Северо-Сибирский; 2 — Чулым-Енисейский; 3 — Минусинский; 4 — Тувинский; 5 — Чу-Сарысуйский; 6 — Ферганский; 7 — Тимано-Ухтинский; 8 — Морсовский; 9, 10 — Днепровско-Донецкий и Припятский; 11 — Львовский; 12 — Свердловский; 13 — Западно-Канадский; 14 — Джамес-Бей; 15 — Мичиганский; 16 — Южной Иовы; 17 — Кеннинг; 18 — Эдавейлд. Буквами обозначены типы соленосных толщ: А — Хлоридный.

ский возраст солей. Те же авторы указывают на вероятность позднедокембрийского возраста соли в куполах, развитых в пределах Торренского бассейна на юге Австралии. Сам факт обнаружения докембрийских солей весьма примечателен, поскольку до этого в докембрии были известны лишь сульфатные галогенные осадки. Что же касается мощных толщ каменной соли Ирано-Пакистанского бассейна, то они имеют, по всей вероятности, кембрийский возраст и залегают на уровне нижних соляных толщ кембрия Восточной Сибири.

Вторым весьма важным достижением последних лет является открытие новых солеродных бассейнов в Южной Америке, Африке и Австралии. По существу, как справедливо отметили М. Козари, И. Данлап и В. Хампри (1968), отложения солей установлены сейчас на всех континентах, за исключением Антарктиды, но по ней данные отсутствуют. И если раньше выводы о закономерностях пространственного размещения эвапоритовых образований основывались преимущественно на материалах по северному полушарию, то теперь эти закономерности можно установить для всей Земли.

В ряду новых открытий следует отметить выявление одного из крупнейших в мире девонского солеродного бассейна на севере Восточной Сибири (Фрадкин, 1964; Меннер, 1965; Меннер, Фрадкин, 1970), а также обнаружение эвапоритовых образований в различных участках Канадского архипелага, на Шпицбергене, в Гренландии, на Новосибирских островах и в северных районах бассейна Маккензи в Канаде. Исключительным по своему значению является открытие соляных толщ на дне Атлантического океана у западных берегов Африки вблизи Гибралтара, в Бискайском заливе, в Северном море, а также в западных участках Средиземного моря и на дне Мексиканского залива. В связи с широкими поисками нефти в прибрежной полосе Атлантического океана у Африки можно ожидать открытия здесь новых и весьма крупных районов соленакопления.

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют рассмотреть закономерности в перемещении зон соленакопления от позднего докембрия до неогена как для частей света и отдельных континентов, так и в целом для всей Земли.

Территорию Азии можно разделить на три части: северо-восточную, центральную и юго-западную, в каждой из которых история соленакопления различ-

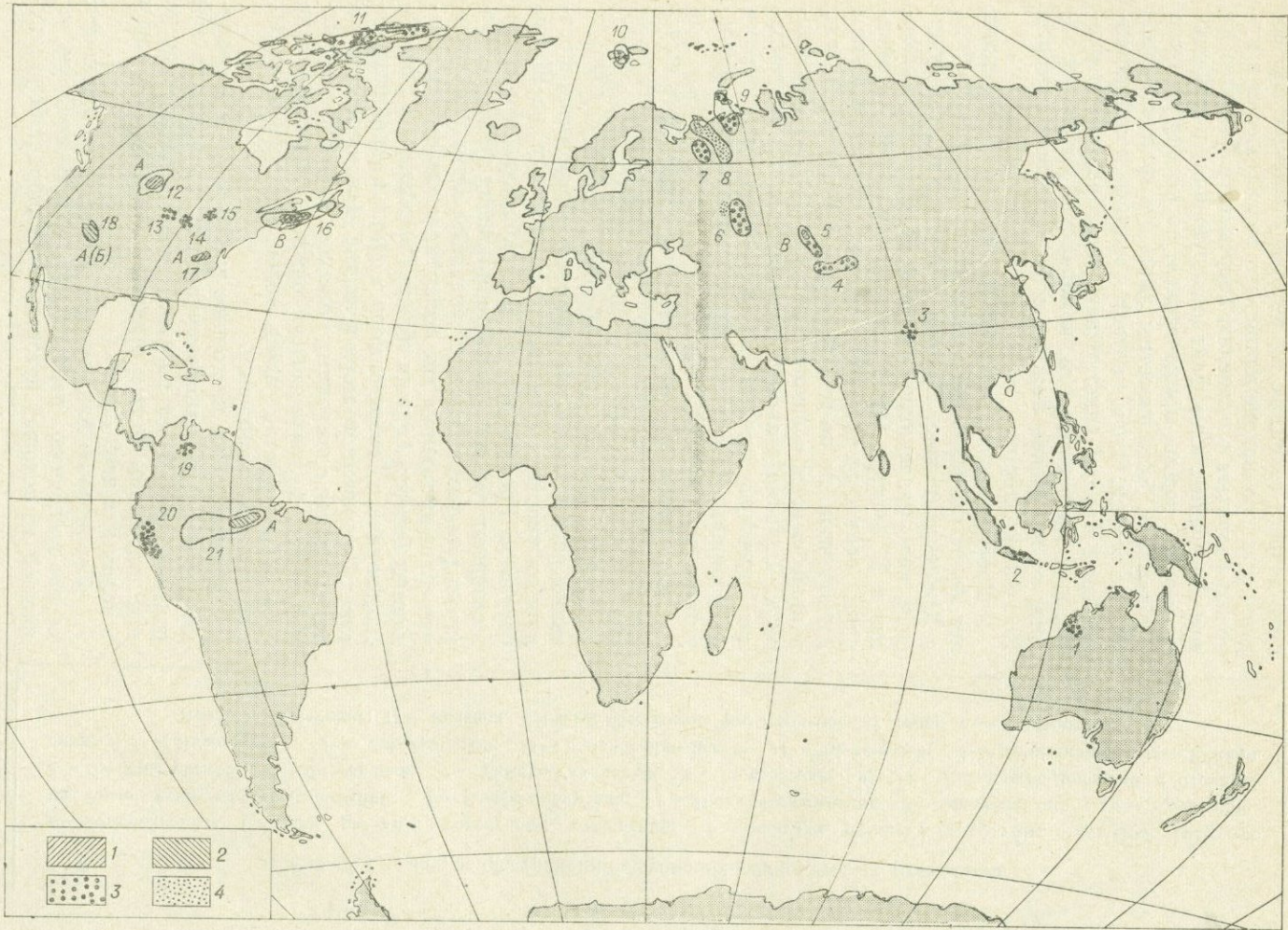


Рис. 4. Схема распространения каменноугольных эвапоритовых отложений.

1 — установленные площади развития нижнекаменноугольных соленосных отложений; 2 — установленные площади развития верхнекаменноугольных соленосных отложений; 3 — площади распространения сульфатных отложений, где можно предположить наличие соляных толщ; 4 — площади развития сульфатных отложений. Цифрами на карте пронумерованы бассейны: 1 — Физрой; 2 — Ялы; 3 — Лхасий; 4 — Фергано-Текесий; 5 — Чу-Сарысуий; 6 — Северо-Прикаспийский; 7 — Северо-Двинский; 8 — Западно-Притиманский; 9 — Петоро-Новоземельский; 10 — Шпицбергена; 11 — Арктических островов; 12 — Вилдистонский; 13 — Южной Иовы; 14 — Иллинойский; 15 — Мичиганский; 16 — Маритайм; 17 — Солтвил; 18 — Парадокс и Игги; 19 — Венесуэльский; 20 — Южно-Португальский; 21 — Нижне-Амазонский. Буквами на карте обозначены типы соленосных толщ: А — хлоридный; А (Б) — хлоридный с небольшим содержанием калийно-сульфатных пород; В — натриево-сульфатный.

на. Северо-восточная часть Азиатского материка являлась областью соленакпления только в раннем и среднем палеозое. За это время отчетливо фиксируется смещение зон эвапоритового осадкообразования в направлении от юго-западных районов Сибирской платформы к ее северным и северо-восточным областям. После девона на северо-востоке Азии соленосные осадки почти не накапливались. В противоположность этому центральная часть Азии в полосе, протягивающейся от Средней Азии через районы Тибета и Юго-Западного Китая до Юго-Восточной Азии, стала зоной солеобразования начиная лишь с каменноугольного периода. Накопление соляных и сульфатных осадков здесь продолжалось на протяжении всего мезозоя и кайнозоя. Существенно иная история соленакпления фиксируется в юго-западной части Азии южнее Альпийско-Гималайской складчатой области. В кембрийском периоде тут существовал крупный солеродный бассейн, затем в среднем и позднем палеозое накопление эвапоритов не происходило; оно вновь началось в раннем мезозое и продолжалось до неогена.

В Европе соляные толщи наиболее интенсивно формировались в среднем и позднем палеозое, а также в начале мезозоя. В первые этапы (девонский и каменноугольный периоды) отмечается тенденция к миграции зон соленакпления в направлении от юго-западных районов Русской платформы к ее восточным и северо-восточным участкам. Во вторую половину эпохи (пермь и триас) фиксируется последовательное смещение площадей солеродных бассейнов на запад и юго-запад, в результате чего районами соленакпления становится территория Западной и Юго-Западной Европы.

Северная Америка является единственным континентом, для которого в истории соленакпления намечается общая закономерность, выражающаяся в последовательном смещении солеродных бассейнов и зон солеобразования со временем во все более южные районы континента. Так, если в раннем и среднем палеозое солеродные бассейны располагались в пределах Канады и северной части США (бассейны Маккензи, Вилдистонский, Западно-Канадский, Маритайм, Мичигано-Предаппалачский, Джамес-Бей и др.), то уже в позднем палеозое участками соленакпления стали южные и центральные районы США (бассейны Парадокс, Солтвил, Мидконтинента), а в мезозое формирование соляных толщ происходило

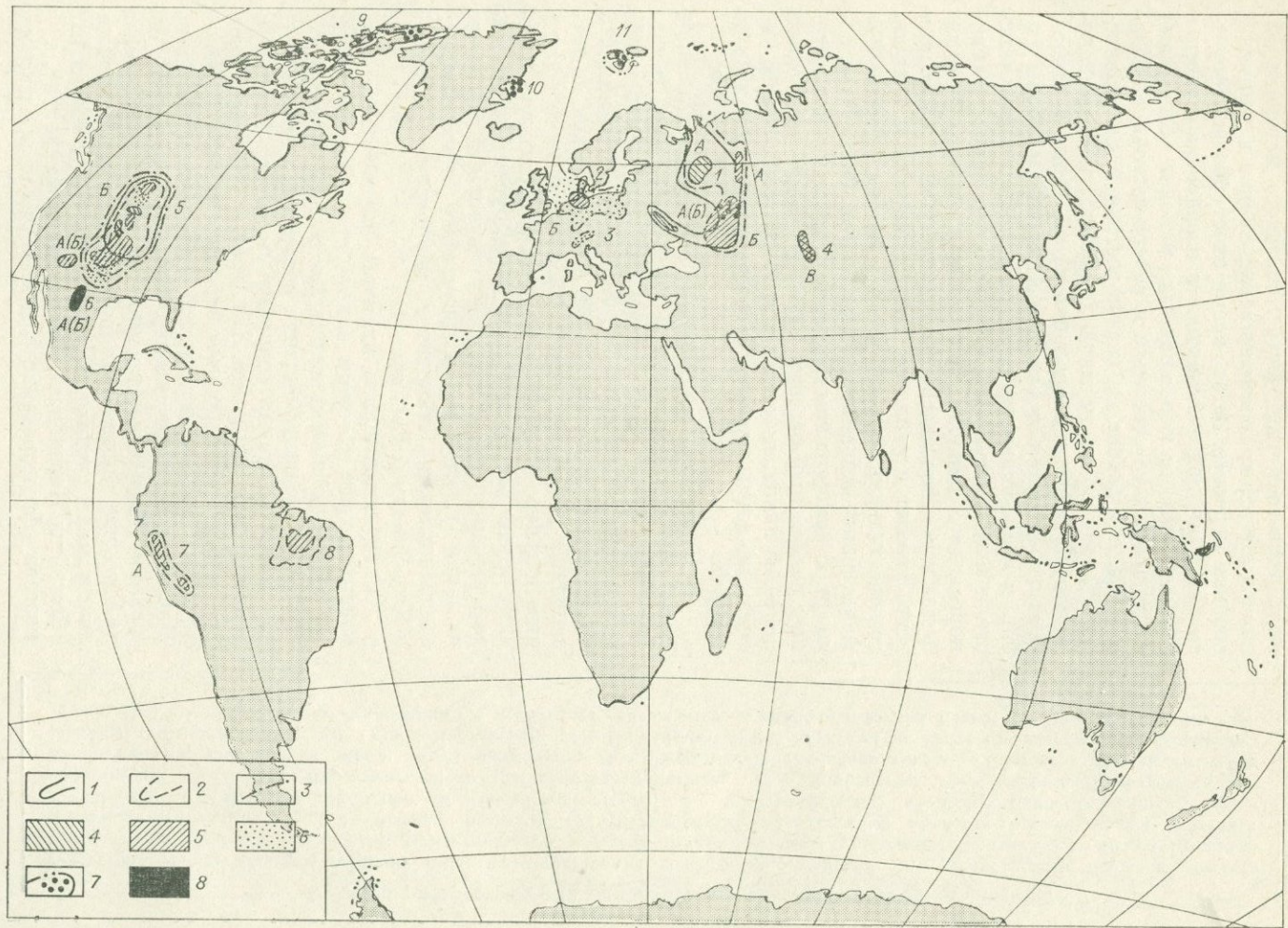


Рис. 5. Схема распространения пермских эвапоритовых отложений.

1 — контуры эвапоритовых бассейнов ассельско-сакарского времени и велькемиана; 2 — контуры бассейнов аргинского и кунгурского времени и леонардiana; 3 — контуры верхней перми (дехштейна, гваделупиана и очоатча); площади распространения толщ каменной соли: 4 — ассельского, сакарского веков и велькемиана; 5 — аргинского, кунгурского веков и леонардiana; 6 — верхней перми; 7 — площади распространения пермских (детальнее нерасчлененных) сульфатных отложений; 8 — площади распространения каменной соли предположительно пермского возраста. Цифрами на карте пронумерованы бассейны: 1 — Восточно-Европейский; 2 — Германско-Североморский; 3 — Альпийский; 4 — Чу-Сарасуейский; 5 — Мидконтинента; 6 — Северо-Мексиканский; 7 — Преалярийский; 8 — Педро-Фога; 9 — Арктических островов; 10 — Восточно-Гренландский; 11 — Шпицбергена.

еще в более южных областях Северной Америки, прилегающих к Мексиканскому заливу.

Имеющиеся данные по Южной Америке свидетельствуют о том, что соленакопление на этом континенте в основном началось с позднего палеозоя, достигло максимума в юрском и меловом периодах и без существенных изменений продолжалось до неогена. Какой-либо направленности в миграции солеродных зон по Южной Америке установить не удается. Создается даже впечатление, что начиная с мезозоя и до неогена соленакопление здесь происходило в одних и тех же зонах.

На Африканском континенте наиболее древние соленосные толщи, зафиксированные в настоящее время, имеют триасовый возраст. Вполне вероятно, что здесь соленакопление началось именно с мезозоя. Соляные толщи триасового, юрского и особенно мелового возраста установлены сейчас не только на севере и западе, но и на востоке и юге. Это позволяет считать, что благоприятные условия для соленакопления в мезозойскую эпоху возникали на всей территории Африки, а не только в какой-либо отдельной ее части.

Для Австралии отмечается наличие докембрийских, нижне- и среднепалеозойских соленосных толщ. Накопление их происходило в одних и тех же зонах.

В целом для Земли отмечается приуроченность подавляющего количества эвапоритовых отложений к северному полушарию. Здесь расположены почти все соляные толщи палеозойского и мезозойского возраста. Как отметили М. Козари, И. Данлап и В. Хампри (1968), более чем половина седиментационных бассейнов северного полушария покрывалась эвапоритами. Вообще, соленосные отложения на северных континентах развиты гораздо шире, чем на южных. Южные материки, исключая Австралию, стали ареной соленакопления с мезозоя. Во вторую половину мезозойской эпохи большинство седиментационных бассейнов Южной Америки и Африки были регионами соленакопления. Тем самым выясняется, что соленосные отложения распространены гораздо шире, чем предполагалось. Приблизительно четвертая часть площадей континентов перекрывалась эвапоритами либо одного, либо нескольких возрастов (Kozari, Dunlap, Humprey, 1968). Справедливо поэтому мнение А. Б. Рогова, А. А. Магдисова, Н. Б. Барской (1969) о том, что «вклад процессов солеобразо-

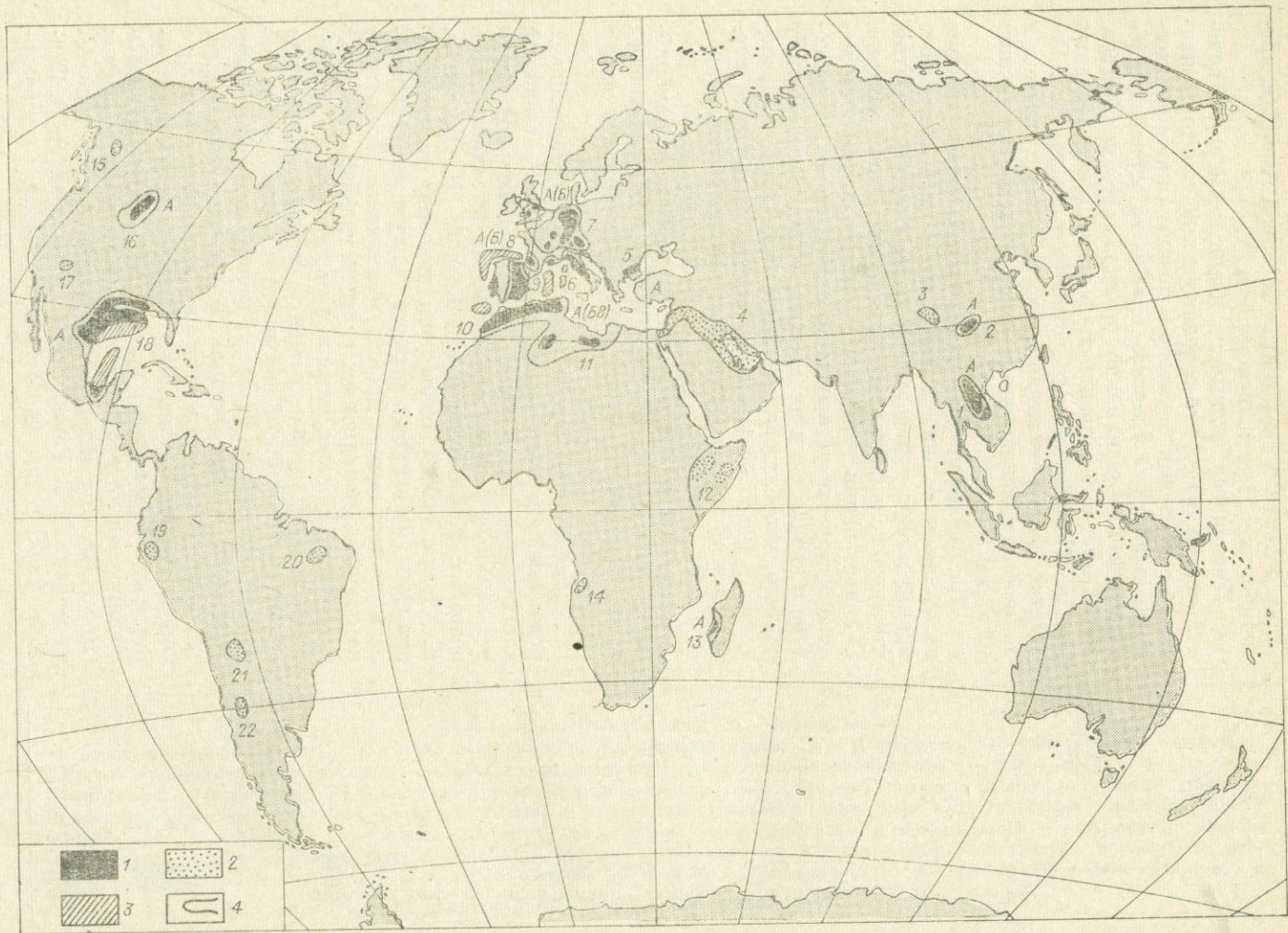


Рис. 6. Схема распространения триасовых эвапоритовых отложений.

1 — установленные площади развития соленосных отложений; 2 — площади распространения сульфатных отложений; 3 — соленосные толщи предположительно триасового возраста, развитые на дне океанов и морей; 4 — контуры бассейнов. Цифрами на карте пронумерованы бассейны: 1 — Коратский; 2 — Смуанский; 3 — Чамдо; 4 — Пальмир-Персидский; 5 — Варденский; 6 — Южно-Европейский; 7 — Северо-Западно-Европейский; 8 — Аквитанский; 9 — Иберийский; 10 — Португальский; 11 — Магрибский; 12 — Эфиопско-Сомалийский; 13 — Морондава; 14 — Кванза; 15 — Британской Колумбии; 16 — Виллстонский; 17 — Аризонский; 18 — Мексиканского залива; 19 — Пуэаро; 20 — Какмас; 21 — Боливийский; 22 — Сьерра-Пампана. Буквами обозначен тип соленосной толщи: А — хлоридный; А (В) — хлоридный с небольшим содержанием калийно-сульфатных пород; А (ВВ) — хлоридный с небольшим содержанием калийно-сульфатных и натриево-сульфатных пород.

вания в общий баланс седиментации явно недооценивался» (стр. 23).

Следует указать еще на одну характерную особенность в размещении соленосных серий различного возраста. Если палеозойские солеродные бассейны расположены без видимой закономерности и находятся преимущественно внутри континентальных массивов, то мезозойские тяготеют, как правило, к Средиземноморскому и Андийскому складчатым поясам. Кайнозойские же галогенные образования располагаются в виде широкого пояса, границы которого близки к границам современной аридной климатической зоны северного полушария.

Учитывая, что соленосные отложения накапливаются в аридных зонах, многие исследователи (Lotze, 1957; Лотце, 1968, Borchert, Muir, 1964, и др.) по распространению разновозрастных галогенных толщ намечали эвапоритовые поясы в прошлые геологические эпохи. Области соленакопления отдельных периодов на разных континентах соединялись в эвапоритовые зоны. Их смещение во времени относительно друг друга связывалось с изменениями положения зон аридного климата, что объяснялось перемещениями полюсов Земли (Лотце, 1968). Причем считалось, что в прошлом взаимное расположение континентов было таким же, как и в настоящее время. Подобная точка зрения невольно заставляла предполагать на материках и континентах как северного, так и южного полушария единую закономерность в смещении эвапоритовых поясов.

Однако, как мы видели, история соленакопления на континентах была весьма своеобразной. Какой-либо единой закономерности в перемещении зон соленакопления для материков южного или северного полушария не фиксируется. Так, если для Северной Америки наблюдается смещение солеродных бассейнов за время от кембрия до юры в направлении от Арктических островов к Мексиканскому заливу, то для Евразии история соленакопления была существенно иной: здесь в раннем палеозое зоны эвапоритового осадкообразования смещались в сторону северных районов Восточной Сибири, что, в общем, согласуется с разновозрастными перемещениями по Северной Америке, но начиная со среднего палеозоя и мезозоя зоны соленакопления стали смещаться в противоположном направлении. Даже отдельные части Азиатского материка значительно различались по истории своего соленакопления. В этой связи вряд

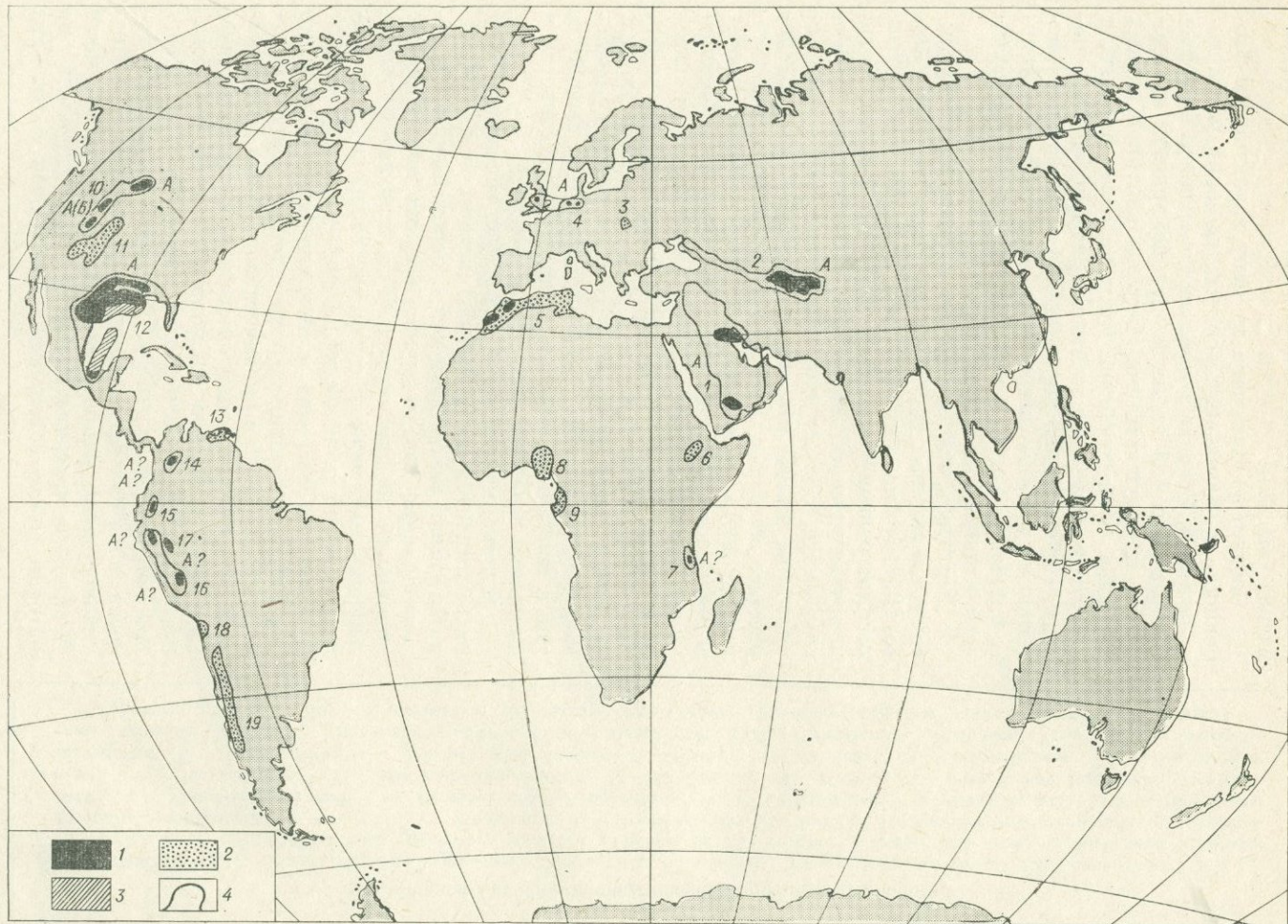


Рис. 7. Схема распространения юрских эвапоритовых отложений.

1 — установленные площади развития соленых толщ; 2 — площади распространения сульфатных отложений; 3 — соленые толщы предположительно юрского возраста, развитые на дне океана; 4 — контуры бассейнов. Цифрами на карте пронумерованы бассейны: 1 — Аравийский; 2 — Кавказско-Среднеазиатский; 3 — Южно-Молдавский; 4 — Западно-Европейский; 5 — Магриб-Сахарский; 6 — Шоа; 7 — Линди; 8 — Нижне-Нигерийский; 9 — Габонский; 10 — Ютско-Виллистонский; 11 — южной части Мидконтинента; 12 — Голф-Кост; 13 — Маравел; 14 — Гирон; 15 — Чашиза; 16 — Пукара; 17 — Хуалага; 18 — Арика; 19 — Южно-Андийский. А? — предположительно хлоридный тип соленосной толщы.

ли правильно объединять, например, в кембрийском периоде Ирано-Пакистанский и Восточно-Сибирский солеродные бассейны в единую эвапоритовую зону, как это сделано Ф. Лотце (1968). Эти бассейны располагались, конечно, в разных полушариях Земли, и для этого вывода имеются весьма веские доказательства (Жарков, 1970; Холодов, 1970). Показателен и пример Африки и Южной Америки для юрского и мелового периодов, когда соленосные толщы накапливались по всей их периферии. Этого не могло бы произойти, если бы указанные континенты занимали то же положение, что и сейчас, так как по своей протяженности они должны были пересекать несколько климатических зон. В действительности же континенты, по-видимому, целиком находились в аридной зоне. Приходится поэтому предполагать, что положение Африки и Южной Америки в юрский и меловой периоды не только относительно полюсов, но и друг друга было существенно иным (Belmonte, Hirtz, Wenger, 1965; Кропоткин, Валяев, 1970).

Все сказанное позволяет заключить, что проблема установления в прошлом поясов эвапоритового осадконакопления остается в значительной мере пока не выясненной. Для ее решения необходимо еще выполнить всесторонние палеогеографические и палеотектонические реконструкции обязательно с анализом относительного перемещения материков, а возможно, и отдельных платформенных глыб. Только после этого можно будет более обоснованно наметить положение зон соленакопления на Земле в отдельные периоды геологической истории и установить близкие к действительным закономерности их перемещения во времени.

4

Если для выделения в прошлом, особенно в палеозое, эвапоритовых поясов еще нужны дополнительные исследования, то эпохи соленакопления в геологической истории можно считать в значительной мере установленными. Хорошо подтверждается ранее установленный факт (Lotze, 1957; Лотце, 1968; Иванов, Левицкий, 1960; Фивег, 1962; Страхов, 1962, 1963), что эпохами грандиозного солеобразования являлись: ранний кембрий, средний и поздний девон, вторая половина ранней перми и поздняя пермь, поздний триас, поздняя юра, ранний мел и неоген (в основном миоцен). Силурийский период, который

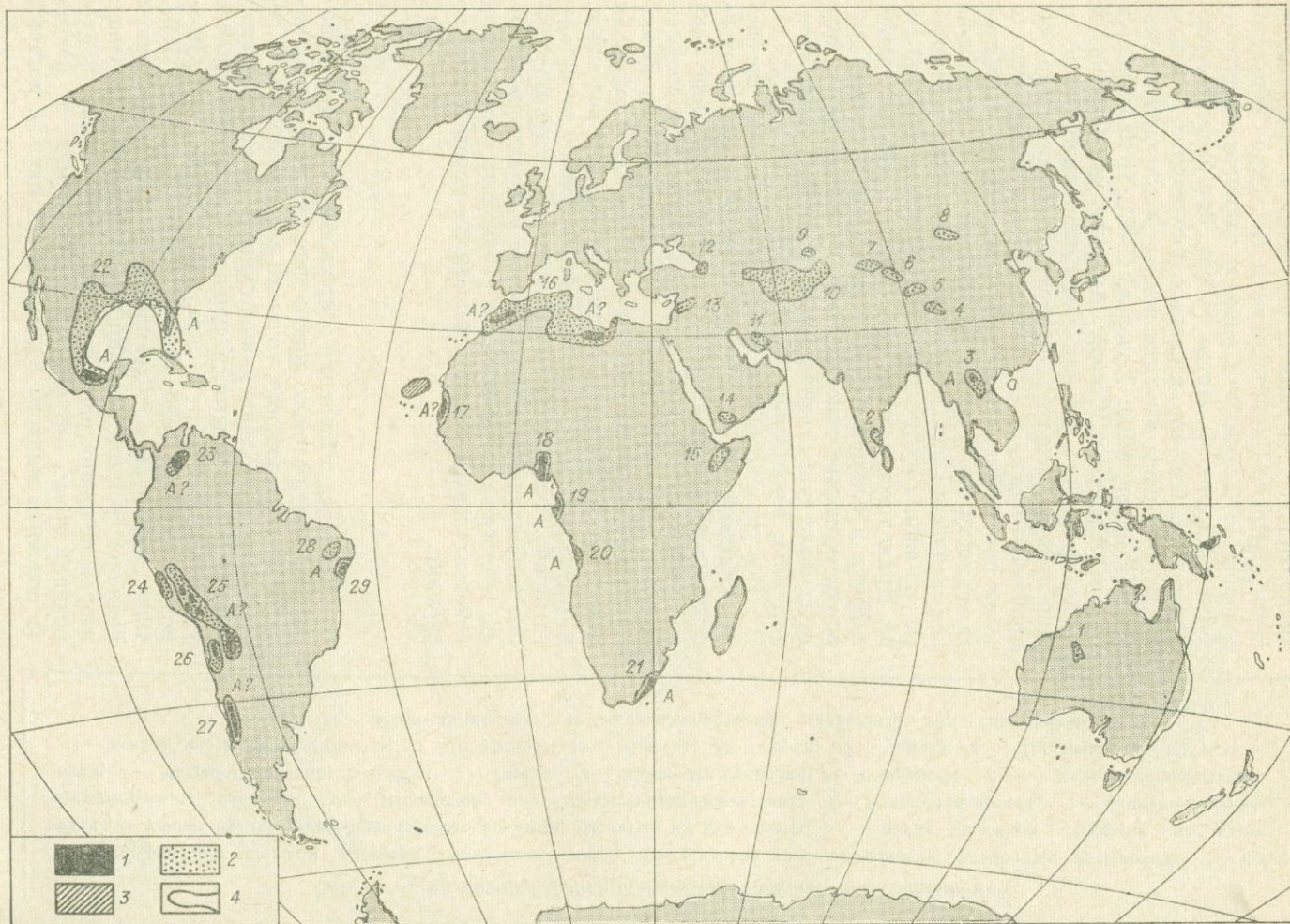


Рис. 8. Схема распространения меловых эвапоритовых отложений.

1 — установленные площади развития соленосных отложений; 2 — площади распространения сульфатных отложений; 3 — соленосные толщи предполагаемого мелового возраста, развитые на дне океана; 4 — контуры бассейнов. Цифрами на карте пронумерованы бассейны: 1 — Калинин; 2 — Мадьяс-Дейлонский; 3 — Лаосский; 4 — Чамдо; 5 — Чагаи-Усейский; 6 — Дай-дамский; 7 — Таримский; 8 — Восточно-Губийский; 9 — Сырдарьинский; 10 — Среднеазийский; 11 — Загрос; 12 — Западно-Кавказский; 13 — Пальмирский; 14 — Западно-Хатраутский; 15 — Эфиопско-Сомалийский; 16 — Магрибский; 17 — Сенегал-лумбийский; 18 — Нигерийский; 19 — Габонский; 20 — Кого и Кваза; 21 — Южно-Африканский; 22 — Голф-Кост; 23 — Северо-Колумбийский; 24 — Западно-Португальский; 25 — Андийский; 26 — Северо-Чилийский; 27 — Езо-де-Трансиси; 28 — Арауице;

29 — Сербини-Алагос.

рядом исследователей также считался эпохой интенсивного соленакпления (Лютце, 1968), несомненно, должен быть исключен из их состава.

Новые данные, полученные за последнее десятилетие, показали, что соленакпление в отмеченные эпохи происходило в гораздо больших размерах, нежели предполагалось. Так, в связи с выявлением в девонском периоде новых солеродных бассейнов на севере Восточной Сибири и в Австралии объем каменной соли этого возраста возрастает почти вдвое; девонская эпоха, таким образом, становится соизмеримой с раннекембрийской и пермской. Вновь открытые в Африке и Южной Америке триасовые, юрские и особенно меловые солеродные бассейны свидетельствуют о том, что объемы соленакпления в эти периоды были также весьма значительными. С учетом же возможных открытий соленосных районов как на южных материках, так и на дне океанов объемы мезозойских солей могут еще больше возрасти.

Приблизительный количественный подсчет массы накопившихся солей в настоящее время произведен лишь для кембрийского и пермского периодов. В раннекембрийскую эпоху, по самым минимальным подсчетам, в солеродных бассейнах осадилось $1,4 \times 10^{15} \text{ м}^3$ каменной соли (Жарков, 1969). В пермском периоде только в Цехштейновом бассейне Западной и Центральной Европы накопилось $4 \times 10^{13} \text{ м}^3$ солей (Beurien, 1956; Фишер, 1968). На востоке Русской платформы в кунгурское время, по данным М. П. Флвега и Н. И. Банеры (1968), накопилось около $7,7 \times 10^{14} \text{ м}^3$ солей. Таким образом, только в двух отмеченных пермских бассейнах объем каменной соли составил $8,1 \times 10^{14} \text{ м}^3$. Если же учесть объемы солей по другим солеродным бассейнам пермского периода (Мидконтиненту западной части Северной Америки, Днепровско-Донецкому на Русской платформе, Предандийскому в Южной Америке и другим), то общий объем пермского соленакпления значительно превысит эту цифру и, по-видимому, будет не меньше объема каменной соли раннекембрийской эпохи.

Общая площадь и мощности соляных толщ девонского периода не уступали кембрийскому и пермскому. Видимо, и объемы каменной соли девона были сопоставимы. Их поэтому можно принять равными тем, которые накопились в кембрии и перми. Учитывая примерную площадь солеродных бассейнов и мощности соленосных серий, объемы солей для три-

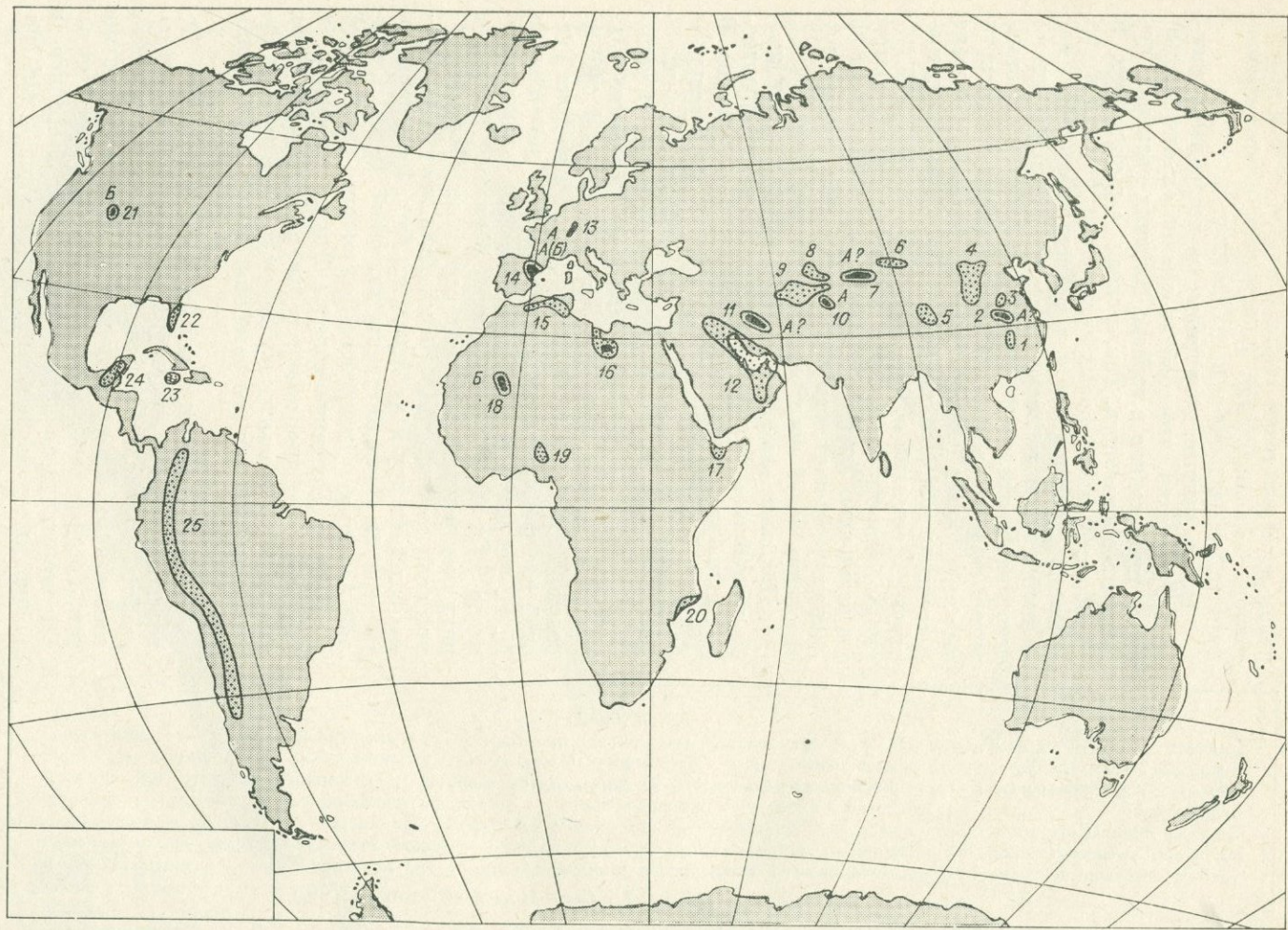


Рис. 9. Схема распространения палеогеновых эвапоритовых отложений.

Цифрами на карте пронумерованы бассейны: 1 — Восточно-Хунаньский; 2 — Цзинаньский; 3 — Лонин-Шацкойский; 4 — Ор-досский; 5 — Чамдо; 6 — Турфанский; 7 — Северо-Таримский; 8 — Ферганский; 9 — Среднеазиатский; 10 — Кохаг; 11 — Цент-рально-Иранский; 12 — Месопотамско-Персидский; 13 — Рейнский; 14 — Иберийский; 15 — Магрибский; 16 — Сартг; 17 — Со-малийский; 18 — Таудени; 19 — Нигерийский; 20 — Мозамбикский; 21 — Грин-Ривер; 22 — Флоридский; 23 — Ямайки; 24 — Юкатанский; 25 — Предандийский. В — калийно-сульфатный тип соляной толщи. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.

аса приблизительно оцениваются в два раза меньше, а для юры, мела и неогена — в четыре раза меньшими, чем для эпох интенсивного соленакопления палеозоя. Значительно меньше, возможно на порядок, накопилось солей в силуре, нижнем и верхнем карбоне и палеогене. Подобная приблизительная оценка, по существу, дает возможность лишь качественно охарактеризовать изменения во времени объемов соленакопления.

Основная масса каменной соли в палеозое накопилась в три эпохи: раннем кембрии, среднем и позднем девоне и поздней перми, в каждой из которых осадилось не менее 10^{15} м^3 солей, а возможно, и больше. Четко выраженная этапность палеозойского соленакопления, как подметил Н. М. Страхов (1963), сопровождалась формированием соленосных серий в небольшом количестве грандиозных эпиконтинентальных солеродных бассейнов. Такой путь галогенеза Н. М. Страхов назвал пульсационным. Характерна приуроченность интенсивного соленакопления в палеозое к завершающим этапам байкальской, каледонской и герцинской складчатости. Это, конечно, не случайно. В завершающие орогенные этапы складчатости резко ухудшались связи между океанами и эпиконтинентальными бассейнами, что создавало благоприятные условия для соленакопления в аридных климатических зонах.

В мезозое эпохи интенсивного соленакопления следовали друг за другом гораздо чаще. В каждую из них накапливалась меньшая масса каменной соли, чем в галогенные эпохи палеозоя. Но мезозой в целом отличается почти непрерывным соленакоплением. Оно было связано с приуроченностью большинства мезозойских солеродных бассейнов к Средиземноморскому и Андийскому поясам. Видимо, вблизи этих геосинклинальных областей создавались наиболее благоприятные условия для формирования солеродных бассейнов. Сами бассейны были гораздо меньшими по размерам, чем палеозойские, но количество их было велико. В кайнозое происходит последующее увеличение количества бассейнов, а их размеры становятся еще меньшими. Подобный путь галогенеза Н. М. Страхов (1963) именуется интеграционным.

Таким образом, дополнительные материалы, полученные в последнее время по соленосным отложениям, полностью подтверждают вывод Н. М. Страхова (1963) о том, что в истории Земли эволюция гало-

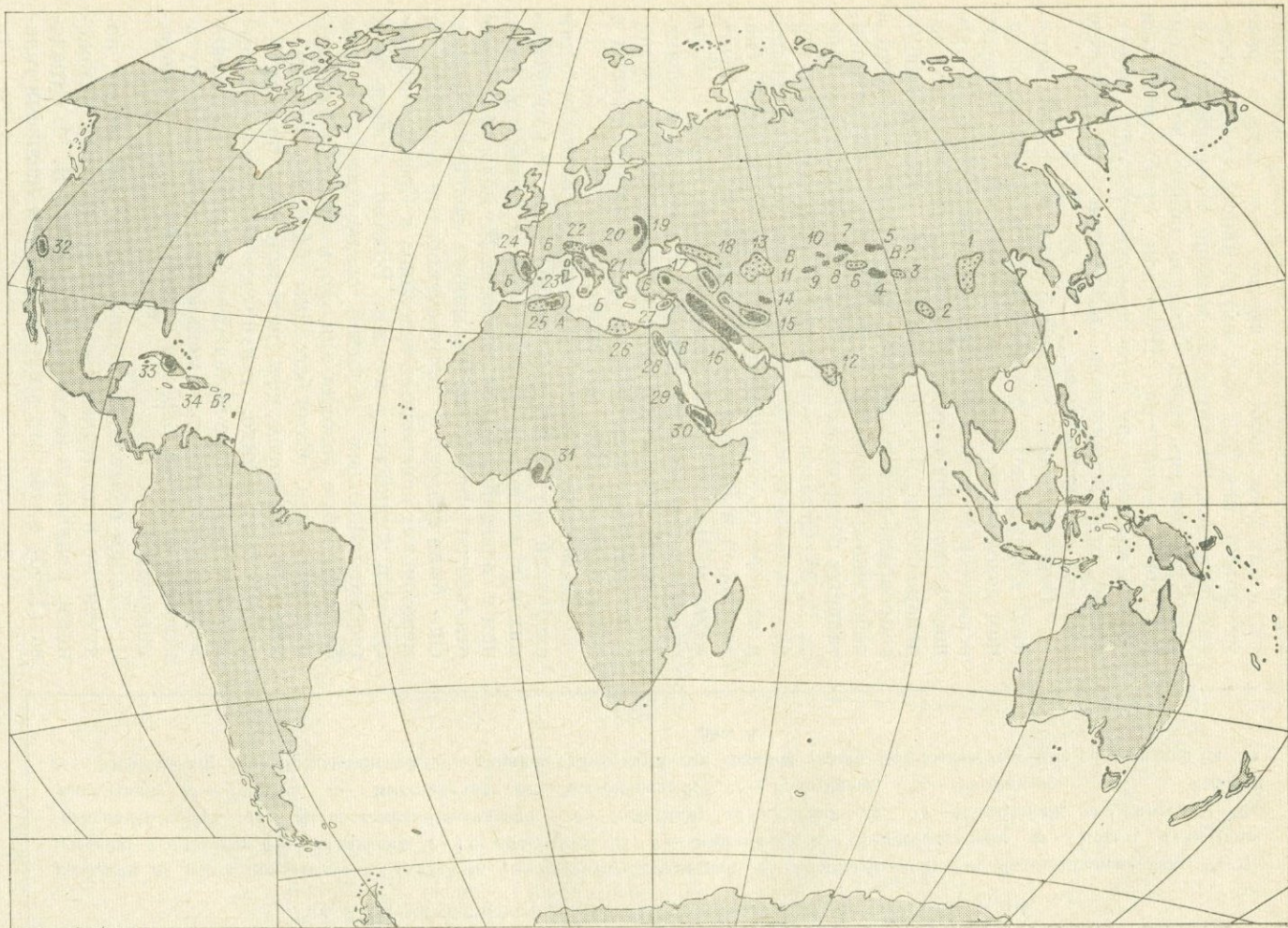


Рис. 10. Схема распространения неолитовых эвапоритовых отложений.

Цифрами на карте пронумерованы бассейны: 1 — Ордосский; 2 — Чамдо; 3 — Миньхэйский; 4 — Цайдамский; 5 — Турфанский; 6 — Северо-Таримский; 7 — Пийский; 8 — Песык-Кульский; 9 — Парынский; 10 — Чуйский; 11 — Ферганский; 12 — Кач; 13 — Каракумский; 14 — Мешетский; 15 — Центрально-Иранский; 16 — Месопотамско-Персидский; 17 — Армино-Иранский; 18 — Предкавказский; 19 — Предкарпатский; 20 — Трансильванский; 21 — Динаридский; 22 — По; 23 — Аппенинский; 24 — Иберийский; 25 — Магрибский; 26 — Киренаикский; 27 — Кипрский; 28 — Синайско-Суэцкий; 29 — Дунгунанбский; 30 — Красноморско-Эфиопский; 31 — Ингерийский; 32 — Невадо-Аризонский; 33 — Кубинский; 34 — Галит. Буквами обозначен тип соленосной толщи: Б — натриево-сульфатный; Е? — предположительно натриево-сульфатный. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.

генеза выразилась изменением геологических обстановок седиментации и интенсивности соленакпления; происходили направленные изменения условий седиментации от накопления соленосных серий в грандиозных эпиконтинентальных солеродных бассейнах до осаждения галогенных осадков в большом количестве сравнительно ограниченных по площади водоемов.

5

Рассмотрим теперь, происходила или нет эволюция вещественного состава соленосных серий в геологической истории. Как мы уже отмечали, для этого недостаточно произвести сравнительный анализ состава минералов или пород. Необходимо выяснить, происходит ли смена во времени различных типов соленосных толщ.

Все известные в настоящее время соленосные толщи по составу слагающих их пород можно подразделить на три типа: 1) хлоридный, 2) калийно-сульфатный и 3) натриево-сульфатный*. Эти типы в той или иной мере различаются всеми исследователями (Фивег, 1962; Иванов, 1953; Валяшко, 1962; Страхов, 1962; Николаев, 1935; Щербина, 1952; Lotze, 1957; Borchert, Muir, 1964; Stewart, 1963). Во всех типах соляных толщ наиболее широко распространенными породами являются галит и гипс (ангидрит). Кроме того, хлоридные соленосные толщи отличаются присутствием либо рассеянных включений, либо пластов значительной мощности калийных солей хлоридного типа (в основном сильвинита и карналлита); калийно-сульфатные соляные толщи характеризуются наличием сульфатных калийных пород (каннитовых, лангбейнитовых, леонитовых); соляные толщи третьего типа содержат сульфатно-натриевые породы (глауберит, астраханит, тенардит и пр.). Последние относятся всеми исследователями к континентальному типу (Щербина, 1952; Иванов, Левицкий, 1960; Страхов, 1962; Валяшко, 1962).

Мы постарались выяснить, как распространены во времени отмеченные типы соленосных отложений. Полученные результаты сведены в таблицу и рис. 11. Из 114 учтенных соляных толщ 70, или 61,4%

* Следует отметить общепризнанное подразделение калийных отложений на хлоридный и сульфатный типы. Представляется, что этот признак может быть использован и при выделении двух первых типов соленосных толщ.

Типы соляных толщ и их возрастное положение

№ п. п.	Бассейн, район, площадь	Свита, формация	Тип соляной толщи	Возраст
1	2	3	4	5
1	Бассейн Амадиес, Австралия	Витер-Спрингс	Хлоридный	Докембрий?
2	Торренский бассейн, Австралия, купол Блинман	—	»	»
3	Восточно-Сибирский бассейн	Усольская	»	Ранний кембрий
4	» »	Бельская	»	»
5	» »	Ангарская	»	»
6	» »	Литвинцевская	»	»
7	Ирано-Пакистанский бассейн, Соляной кряж, Пакистан	Соляная толща Керва-Майн	Хлоридный с небольшим содержанием калийно-сульфатных минералов	Кембрий
8	Ирано-Пакистанский бассейн, о. Хормуз, Иран	Хормуз	То же	»
9	Бассейн Маккензи, Канада, площадь Норман-Велз	Макдугал	Хлоридный	»
10	Виллистонский бассейн, США, антиклиналь Кедар-Крик	Стоневол	»	Ордовик
11	Мичигано-Предаппалачский бассейн, США	Салина	»	Силур
12	Северо-Сибирский бассейн, р-н Норильска	Мантуровский горизонт	»	Девон
13	Северо-Сибирский бассейн, Нордовик, Тус-Тах	Соленосная толща	Хлоридный (отмечаются пласты мирабилита)	»
14	Северо-Сибирский бассейн, Кемпендядайская впадина	Кыгылтууская	Хлоридный	»
15	Тувинский бассейн	Ихедушингольская	»	Девон, эйфельский век

16	Чу-Сарысуйская впадина	Каменная соль в куполах	Хлоридный	Девон?
17	Морсовский бассейн, Русская платформа	Морсовский горизонт	»	Девон, эйфельский век
18	Днепровско-Донецкая впадина, Припятский прогиб	Евлановские, данково-лебебянские слои	»	Девон, франский и фаменский века
19	Западно-Канадский бассейн	Группа Эльк-Поинт (формации Лотсберг, Голд-Лайк, Прерий)	»	Ранний — средний девон
20	» »	Беверхил-Лайк, Дюпероу	»	Поздний девон, франский век
21	» »	Статлер	»	Поздний девон, фаменский век
22	Бассейн Эдавейл, Австралия	—	»	Поздний девон
23	Мичиганский бассейн, США	Лукас	»	»
24	Бассейн Кеннинг, Австралия	Карибади	»	Средний девон
25	Бассейн Эдавейл, Австралия	Этонвол, толща Борн	»	»
26	Чу-Сарысуйская впадина	Турнейский ярус	Натриево-сульфатный	Карбон
27	Виллистонский бассейн, США	Чарлз	Хлоридный	Миссисипиан (ранний карбон)
28	Бассейн Маритайм, Канада	Группа Виндзор, формация Альберт	Натриево-сульфатный, частично хлоридный	Ранний карбон (миссисипиан)
29	Бассейн Солтвил, США	Макреди	Хлоридный	То же
30	Бассейн Парадокс, США	Хермоза	Хлоридный с небольшим содержанием калийно-сульфатных минералов	Поздний карбон (пенсильваниан)
31	Бассейн Игл, США	Игл	То же	То же
32	Нижне-Амазонский бассейн, Бразилия	Нова-Олинда	Хлоридный	»

1	2	3	4	5
33	Восточно-Европейский бассейн, Прикаспийская синеклиза	Кунгурская соленосная толща	Калийно-сульфатный	Ранняя пермь, кунгурский век
34	Восточно-Европейский бассейн, Приуральский прогиб	Иреньская	Хлоридный	То же
35	Восточно-Европейский бассейн, Двинско-Мезепская впадина	Верхнекулойская	»	»
36	Восточно-Европейский бассейн, Бахмутская и Кальмиус-Торецкая впадины	Никитовская, славянская, краматорская	Хлоридный с небольшим содержанием калийно-сульфатных минералов	Ранняя пермь, ассельский, сакмарский века
37	Восточно-Европейский бассейн, Бугуруслан-Бузулукский район	Верхнеказанские слои	То же	Поздняя пермь, казанский век
38	Германо-Североморский бассейн, ФРГ	Ротлигенд	»	Ранняя пермь
39	Германо-Североморский бассейн, Ганновер, Тюрингия	Верра, Страсефурт, Лейн, Аллер	Калийно-сульфатный	Поздняя пермь
40	Германо-Североморский бассейн, Англия	Цехштейн	То же	»
41	Германо-Североморский бассейн, Польша	»	»	»
42	Чу-Сарысуйская впадина, Казахстан	Тузкольская	Натриево-сульфатный	Пермь
43	Бассейн Мидконтинента, США	Минеката, Опече, Йезо, Клир-Форк, Шлейн, Сан-Андрес, Артезия, Вайтерхозе	Хлоридный с небольшим содержанием калийно-сульфатных минералов	Ранняя-поздняя пермь, леонардиян, гваделупиан
44	»	Кастиле, Саладо, Пайн	Калийно-сульфатный	Поздняя пермь, гваделупиан, очоаниан
45	Бассейн Сипай (Коллед-Холбрук), Аризона, США	Сипай	Хлоридный с небольшим содержанием калийно-сульфатных минералов	Ранняя пермь, велфкемпниан

46	Предандийский бассейн, Перу, Чили	Миту	Предположительно хлоридный	Ранняя пермь, леонардиян
47	Коратский бассейн, Таиланд, Лаос	Серия Корат, нижняя красноцветная толща	Хлоридный	Триас
48	Сычуанский бассейн, КНР	Цзялинцзян	»	»
49	Варненская впадина, Болгария	Соляной купол	»	»
50	Северо-Западно-Европейский бассейн, ФРГ, Австрия	Верфеуер	Хлоридный с небольшим содержанием калийно-сульфатных минералов	»
51	Северо-Западно-Европейский бассейн, ФРГ	Бунтсандштейн, Рёт	То же	»
52	Северо-Западно-Европейский бассейн, ФРГ, Франция, Швейцария	Мушелькальк	»	»
53	Северо-Западно-Европейский бассейн, ФРГ, Франция, Англия	Кейпер	»	»
54	Аквитанский бассейн, Франция	»	»	»
55	Иберийский бассейн, Испания	»	Хлоридный	»
56	Португальский бассейн, соляные купола	—	Хлоридный (предположительно)	»
57	Магрибский бассейн, Алжир	Соляной купол Диебл-Мелах	Хлоридный с небольшим содержанием калийно-сульфатных и натриево-сульфатных минералов	»
58	Магрибский бассейн, Ливия, р-н Джефера	Бу-Скеба	Хлоридный	»
59	Бассейн Морондава, Мадагаскар	Сакамена	Хлоридный (предположительно)	»
60	Виллистонский бассейн, США	Пайне	Хлоридный	»

1	2	3	4	5
61	Бассейн Мексиканского залива	Луан, Вернер	»	Триас?
62	Аравийский бассейн, Южный Йемен	—	»	Юра
63	Аравийский бассейн, Кувейт	Арабская	»	»
64	Кавказско-Среднеазиатский бассейн, Туркмения, Узбекистан, Таджикистан	Гаурдакская	»	»
65	Западно-Европейский бассейн, Германия, Англия	Мюндер-Марл, лейас	»	»
66	Магриб-Сахарский бассейн, Марокко, р-н Демнат	Соляной купол	»	»
67	Бассейн Линди, Мозамбик	—	Хлоридный (предположительно)	»
68	Ютско-Виллистонский бассейн, США	Пайне, Данам, Преус	Хлоридный с небольшим содержанием калийно-сульфатных минералов	»
69	Бассейн Голф-Каст, США, Мексика	Луан, Вернер, Бакнер	Хлоридный	»
70	Бассейн Гирон, Эквадор	Группа Гирон	Хлоридный (предположительно)	»
71	Бассейн Чапиза	Группа Чапиза	»	»
72	Бассейн Пукара	Группа Пукара	»	»
73	Бассейн Хуалага, соляной купол	—	»	»
74	Лаосский бассейн, Средний Лаос, синклиналь Нам-ка-Динь	Верхняя красноцветная толща	Хлоридный	Юра, мел
75	Магрибский бассейн, впадина Маррада	—	»	Мел
76	Сенегальский бассейн	Соляные купола	Хлоридный (предположительно)	»
77	Нигерийский бассейн	Муни	Хлоридный	Мел

78	Габонский бассейн	Соленосная толща	»	»
79	Бассейн Кванза, Ангола	»	»	»
80	Южно-Африканский бассейн	»	Хлоридный (предположительно)	»
81	Бассейн Голф-Кост, Флорида	Фредериксбург, Комачеан	Хлоридный	»
82	Северо-Колумбийский бассейн	Какуэзо	Хлоридный (предположительно)	»
83	Андийский бассейн	Моргас-Мультиколорес, Ипокуазо, Абове, Мохо, Акопата	»	»
84	Северо-Чилийский бассейн	Пурилактис	»	»
85	Бассейн Езо-де-Трансшн, Чили, Аргентина	Салина	»	»
86	Бассейн Серджип-Алагос, Бразилия	Римуело	Хлоридный	»
87	Цзиншаньский бассейн, КНР	Красноцветная толща	Хлоридный (предположительно)	Палеоген
88	Северо-Таримский бассейн, КНР	Теренская	»	»
89	Бассейн Кохат, Пакистан	Шекхан	Хлоридный	»
90	Центрально-Иранский бассейн	Верхняя красноцветная формация	Хлоридный (предположительно)	»
91	Рейнский грабен	Олигоценовая соленосная толща	Хлоридный	»
92	Иберийский бассейн, Испания	Верхний эоцен — нижний олигоцен	Хлоридный с небольшим содержанием калийно-сульфатных минералов	»
93	Бассейн Сирте, Ливия	—	То же	»
94	Бассейн Таудени, Мали	—	Калийно-сульфатный	»
95	Бассейн Грин-Ривер, США	Грин-Ривер	»	»
96	Предандийский бассейн	—	Хлоридный (предположительно)	Палеоген

1	2	3	4	5
97	Цайдамский бассейн, Китай	Хунсяогао	Предположительно натриево-сульфатный	Неоген
98	Турфанский бассейн, Китай	Таошюань	»	»
99	Илийский бассейн	Коктальская	Натриево-сульфатный	»
100	Иссык-Кульский бассейн	Соленосная свита	»	»
101	Нарынский бассейн	»	»	»
102	Чуйский бассейн	»	»	»
103	Ферганский бассейн	Массагетская	»	»
104	Центрально-Иранский бассейн	Фаре	Хлоридный с небольшим содержанием калийно-сульфатных минералов	»
105	Месопотамско-Персидский бассейн	»	То же	»
106	Армяно-Иранский бассейн	Соленосная свита	Хлоридный	»
107	Предкарпатский бассейн	Воротыщенская, стебникская, баличская (угерская), чоденикская, космина и др.	Калийно-сульфатный	»
108	Трансильванский бассейн, Румыния	Соленосная	»	»
109	Динаридский бассейн, Югославия, р-н Тузла	Миоценовые соленосные отложения	»	»
110	Бассейн По	То же	»	»
111	Аппенинский бассейн	Миоценовая соленосная толща	»	»
112	Иберийский бассейн, Испания	То же	»	»
113	Магрибский бассейн, Алжир, р-ны Гуелма, Константина	»	Хлоридный	»
114	Спайско-Суэцкий бассейн, ОАР	»	Натриево-сульфатный	»

являются хлоридными, 20 (17,5%) — хлоридными с небольшим содержанием калийно-сульфатных пород (или соляных пород, обогащенных калийно-сульфатными минералами), 13 (11,4%) — калийно-сульфатными и 11 (9,7%) — натриево-сульфатными. По существу, почти 79% всех соленосных серий относится к хлоридному типу, а если провести анализ с учетом объемов соленакпления, то хлоридные соли будут еще более преобладающими. Можно поэтому сказать, что М. Козари и др. (Kozary, 1968) значительно занизили на Земле площадь, занятую эвапоритами, содержащими хлоридные соли; они определили ее всего лишь в 60%.

В хронологическом размещении типов соляных толщ наблюдается четкая закономерность. Она сводится к следующему. Хлоридные соленосные отложения накапливались во все периоды, однако были эпохи (ордовик, силур, девон, поздняя юра и мел), когда кроме них другие соленосные толщ не отлагались. Видимо, вообще ранний и средний палеозой и конец мезозоя характеризовались хлоридным соленакплением.

Появление калийно-сульфатных пород фиксируется в раннем кембрии, но аналогичных по составу толщ этого времени пока не установлено. Соленосные отложения Соляного кряжа Пакистана являются хлоридными с небольшим содержанием калийно-сульфатных пород. Первые значительные количества калийно-сульфатных пород отмечаются в ранней перми. Они появляются почти одновременно на разных континентах: в Прикаспийской синеклизе Русской платформы и в бассейне Мидконтинента Северной Америки. Поздняя пермь уже является эпохой формирования преимущественно калийно-сульфатных соляных толщ. В это время калийно-сульфатное соленакпление преобладало над хлоридным. В начале мезозоя повсеместно исчезают калийно-сульфатные соляные толщ, и уже в конце юры

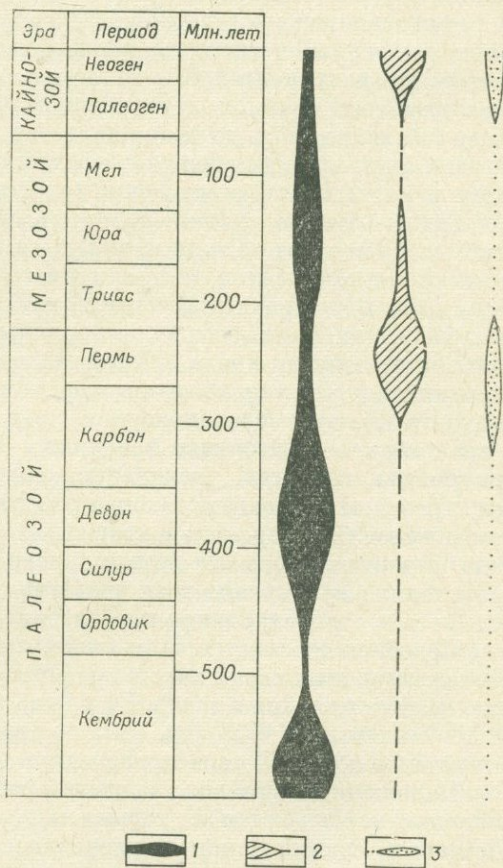


Рис. 11. Возрастное распространение типов соленосных толщ.

1 — хлоридный; 2 — калийно-сульфатный; 3 — натриево-сульфатный.

и в мелу они почти не накапливались. Новая эпоха калийно-сульфатного солеобразования приходится на неоген.

Натриево-сульфатный, или континентальный, тип соленосных толщ в значительном количестве устанавливается с раннего карбона. В. Н. Щербина (1952) указывал на присутствие глауберитовых пород в кембрийских соляных толщах Пакистана и в силурийских отложениях Канады. Но объем их здесь невелик. Это, по мнению Н. М. Страхова (1963, стр. 493), свидетельствует о том, что континентальные галогенные формации «могли возникать... по крайней мере с кембрия, но их древнейшие представители либо не сохранились, либо просто пока не известны». В этой связи представляется интересным факт обнаружения значительной по мощности натриево-сульфатной соляной толщи в миссисипских отложениях в бассейне Маритайм Северной Америки (Lefond, 1969). Это может указывать на то, что на разных континентах примерно в одно и то же время началось значительное накопление натриево-сульфатных соляных отложений. Вполне вероятно, что континентальные галогенные толщ в больших объемах стали формироваться начиная с каменноугольного периода. Они продолжали накапливаться вплоть до конца палеозоя. Затем на протяжении почти всего мезозоя количество натриево-сульфатных толщ вновь уменьшилось. Значительное их распространение фиксируется в кайнозое, особенно в неогене.

Таким образом, можно заметить, что в истории соленакопления от кембрия до неогена хорошо намечаются эпохи, когда происходило преимущественное накопление того или иного типа соленосных толщ. Первая эпоха охватывает ранний и средний палеозой. В это время во всех солеродных бассейнах формировались хлоридные соленосные отложения. Вторая, позднепалеозойская эпоха, объединяющая в основном поздний карбон и пермский период, характеризовалась тем, что в это время преобладало калийно-сульфатное соленакопление, хотя во многих солеродных бассейнах и происходило образование хлоридных соляных толщ. К этой же эпохе приурочено, вероятно, увеличенное накопление натриево-сульфатных солей. Третья эпоха, охватывающая вторую половину мезозоя и начало кайнозоя, вновь была временем хлоридного соленакопления. Наконец, последняя, четвертая, эпоха объединяет конец палеогена и неоген, когда опять происходило накопление всех трех типов соленосных серий, но калийно-сульфатное соленакопление преобладало.

Подобная же этапность в смене вещественного состава двух первых типов соленосных серий хорошо распознается и по особенностям минерального состава калийных солей. Ее можно заметить на фиг. 247, составленной Н. М. Страховым (1963, стр. 460) по данным А. А. Иванова. К сожалению, эти данные остались нерасшифрованными.

Изложенный материал свидетельствует о том, что в истории соленакопления наблюдаются не только направленные изменения геологических обстановок седиментации и интенсивности солеобразования, но и эволюция вещественного состава соленосных отложений. Последняя выражается в появлении, начиная с конца палеозоя, больших масс калийно-сульфатных и натриево-сульфатных солей, максимальное развитие которых фиксируется в поздней перми и неогене. На то, что мы имеем здесь дело именно с эволюцией типов соленосных серий, а не с простым повторением сходного

по вещественному составу соленакпления, связанным с возникновением благоприятных условий седиментации, указывает следующий факт. Как видно, эпохи калийно-сульфатного соленакпления приурочены к главным этапам герцинской и альпийской складчатости. Если бы с этими этапами складчатости и были связаны благоприятные условия для формирования калийно-сульфатных соляных толщ, мы вправе были бы ожидать их присутствия в каледонском этапе. Но мы не знаем ни одного девонского солеродного бассейна, в котором присутствовали бы калийно-сульфатные толщи. То же можно сказать и в отношении байкальской эпохи складчатости. Хотя в нижнем кембрии в Соляном кряже в Пакистане и зафиксированы калийно-сульфатные соли, несомненно, что в общей массе кембрийских галогенных отложений преобладали хлоридные соляные толщи.

Направленные изменения вещественного состава соленосных серий в геологической истории трудно объяснить какой-либо одной причиной. После работ А. Е. Рыковскова (1932), Г. Г. Уразова (1932), М. Г. Валяшко (1962) общепризнано, что образование хлоридных калийных солей происходит из метаморфизованных морских вод, частично лишенных сульфатов. Таким же может быть генезис хлоридных соляных толщ. В этом случае приходится предполагать, что эпохи хлоридного соленакпления (ранний и средний палеозой, поздний мезозой) отличались интенсивным развитием процессов прямой метаморфизации, связанных со значительным поступлением в солеродные бассейны вод, обогащенных карбонатами кальция, и с биохимическим обессульфачиванием. Наиболее широкое развитие эти процессы получали в главные этапы байкальской и каледонской складчатости, когда и происходило накопление основного объема солей. Учитывая, что палеозойские солеродные бассейны были громадными эпиконтинентальными водоемами, эпохи складчатости, создавая горные системы и увеличивая площади континентальных масс, могли вместе с тем приводить к резкому возрастанию общего количества поступавших с суши вод, содержащих карбонаты кальция. Этим, вероятно, можно объяснить не только этапность соленакпления в раннем и среднем палеозое, но и преимущественно хлоридный состав сформировавшихся соляных толщ. Менее ясны обстоятельства, вызывавшие исключительное развитие хлоридных солей во вторую половину мезозоя. Возможно, что и в это время в солеродных бассейнах, связанных преимущественно с геосинклинальными морями Средиземноморской и Андийской областей, интенсивно развивались процессы прямой метаморфизации.

Существование эпох калийно-сульфатного соленакпления с рассматриваемой точки зрения логичнее объяснить резким возрастанием в завершающие этапы герцинской и альпийской складчатости обратной метаморфизации, связанной с поступлением в солеродные бассейны большого количества вод, обогащенных сульфатами магния. Общее же увеличение натриево-сульфатных толщ в конце палеозоя и во вторую половину кайнозоя вполне объясняется тем, что в эти эпохи в связи с разрастанием континентов могло происходить усиленное поступление в бассейны континентальных вод, а также могло появиться большое количество бессточных котловин и впадин, где создавались благоприятные условия для накопления континентальных соленосных отложений.

Объясняя направленные изменения вещественного состава соленосных толщ в геологической истории, нельзя исключить возможность того, что они могли быть связаны с эволюцией солености Мирового океана. Естественно, что в этом случае изменения должны были затронуть хлоридные и калийно-сульфатные толщи, поскольку они имеют морское происхождение.

Громадные объемы осадившихся солей в галогенные эпохи могли привести к понижению солености океана. Так, выясняется, что накопление каменной соли в раннекембрийскую эпоху (Жарков, 1969) и в пермском периоде (Фишер, 1968) способно было понизить соленость океана более чем на 3%, если даже признавать, что объем воды в нем был таким же, как и в настоящее время (а он был, по-видимому, меньше). Это, в свою очередь, должно было оказать существенное влияние на условия жизни в Мировом океане и на многие процессы седиментации. «Галогенный процесс... действовал как огромная опреснительная установка, которая во всяком случае тормозила прогрессирующее осолонение гидросферы, а порой даже понижала ее соленость. Каков был окончательный итог борьбы процессов, аккумулирующих соли в гидросфере, и галогенных контрпроцессов, распреснявших океан, сказать трудно. Достоверно лишь одно, что соленость океанов на историческом этапе не могла оставаться постоянной, но то уменьшалась, когда галогенез был особенно мощным, то возрастала, когда галогенез временно ослабевал... В течение исторического этапа не только колебалась общая минерализация океанской воды, но изменялись и количественные соотношения между отдельными солевыми компонентами» (Страхов, 1963, стр. 520).

Установленные особенности в смене во времени типов соленосных толщ показывают, что в первую очередь могло изменяться общее содержание сульфатов в водах океана. В конце палеозоя и, вероятно, во вторую половину кайнозоя, когда шло преимущественное образование калийно-сульфатных солей, количество сульфатов могло быть более высоким. Вполне вероятно, что это было связано с интенсивными проявлениями орогенного вулканизма в главные эпохи складчатости (герцинской и альпийской) и значительным выносом в это время сернистых соединений, быстро превращавшихся в сульфаты. Поэтому состав морских вод в конце палеозоя, а, возможно, в неогене и в современную эпоху мог отличаться более высоким содержанием сульфатного иона по сравнению с эпохами раннего и среднего палеозоя, а также конца мезозоя и начала кайнозоя. Процессы метаморфизации морских вод, которые всегда происходили в геологической истории, лишь в хлоридные эпохи галогенеза были достаточными для прямой метаморфизации вод; в эпохи же калийно-сульфатного соленакпления они уже не были столь действенными. Возможно, что современный солевой состав океанских вод начал формироваться с конца палеозоя, а в основном сложился во вторую половину кайнозоя после альпийской складчатости.

Мы рассмотрели не все и, возможно, не самые главные признаки эволюции соленакпления в геологической истории. Предстоит еще выяснить, как изменяются во времени особенности внутреннего строения соленосных формаций, происходят ли преобразования в пространственном соотноше-

нии пород и литологических комплексов, меняются или нет количественные соотношения пород внутри формаций и т. д. Отмеченные выше закономерности в эволюции соленакпления показывают, что направленные изменения внутреннего состава и пространственного положения соленосных формаций должны были происходить. В дальнейшем необходимо выяснить все эти вопросы, для того чтобы всесторонне осветить проблему эволюции соленакпления в геологической истории Земли.

В заключение автор считает своим долгом поблагодарить А. Л. Яншина, А. В. Николаева, М. П. Фивега, М. Г. Валяшко, А. А. Иванова и А. С. Колосова за советы и ценные рекомендации, сделанные при обсуждении проблемы эволюции соленакпления. Я благодарю также своих товарищей по работе Т. М. Жаркову, Г. А. Мерзлякова и В. В. Благовидова за оказанную мне помощь.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленев К. К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 33, 1960.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. I, II, III, IV. «Наука», 1969.
- Бейтс Д. А. Геология и нефтегазоносность Ганы.— В кн. «XX Международный геологический конгресс», т. IV. Гостоптехиздат, 1959.
- Благовидов В. В., Жарков М. А., Мерзляков Г. А. Некоторые особенности строения и условий образования соленосной толщи морского горизонта девона Русской платформы.— Матер. Всес. науч.-техн. конф. молодых геологов. «Химия», Ленинградское отд., 1969.
- Браташ В. И., Егупов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Геология и нефтегазоносность севера Афганистана.— Тр. Всес. науч.-исслед. геол.-развед. нефтяного ин-та, вып. LXXX. «Недра», 1970.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. «Мир», 1970.
- Броньон Г., Верре Г. К геологии бассейна Куанца в Анголе.— В кн. «IV Международный нефтяной конгресс», т. 1. Гостоптехиздат, 1956.
- Бютлер Х. Континентальные каменноугольные и нижнепермские отложения центральной части восточной Гренландии.— В кн. «Геология Арктики». «Мир», 1964.
- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений солей. Изд-во МГУ, 1962.
- Валяшко М. Г. О постоянстве состава воды мирового океана.— Вестн. МГУ, сер. геол., № 1, 1963.
- Валяшко М. Г. Основы геохимии природных вод.— Геохимия, № 11, 1967.
- Васильев В. Г., Волохин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
- Гансер А. Новые данные о геологии Центрального Ирана.— В кн. «IV Международный нефтяной конгресс», т. 1. Гостоптехиздат, 1956.
- Гансер А. Геология Гималаев. «Мир», 1967.
- Гатинский Ю. Г., Герус Е. А., Клочко В. П., Трофимов Д. М. Новые данные по стратиграфии и тектонике северо-западной части Мали — Нигерской впадины.— В сб. «Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Африка». Тр. НИЛЗарубежгеология, вып. 17. «Недра», Ленинградское отд., 1967.
- Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия.— Тр. НИЛЗарубежгеология, вып. 18. «Недра», Ленинградское отд., 1969.

- Геология нефти. Справочник, т. 2, кн. 2. Нефтяные месторождения зарубежных стран. «Недра», 1968.
- Герасимова В. В., Седлецкий В. И. Калийные соли юга Средней Азии. Изд-во Ростовского гос. ун-та, 1969.
- Гурк В. Поиски нефти во Французской Черной Африке.— В кн. «IV Международный нефтяной конгресс», т. 1. Гостоптехиздат, 1956.
- Гурк В. Седиментационные бассейны Камеруна.— В кн. «XX Международный геологический конгресс», т. IV. Гостоптехиздат, 1959.
- Гурк В. Нефтепоисковые исследования на о-ве Мадагаскар.— В кн. «XX Международный геологический конгресс», т. IV. Гостоптехиздат, 1959.
- Гурк В., Рейр Д. Нефтепоисковые исследования в прибрежной зоне Габона (Экваториальная Африка).— В кн. «XX Международный геологический конгресс», т. IV. Гостоптехиздат, 1959.
- Диккенштейн Г. Х. и др. Нефтяные и газовые месторождения Средней Азии. «Недра», 1965.
- Дитмар В. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйской и смежных депрессий Казахстана. «Наука», 1966.
- Дружинин И. Г., Кыдынов М., Зиновьев А. А., Лопина М. Д. Физико-химическая характеристика природных солей месторождений Тянь-Шаня. «Наука», 1970.
- Жарков М. А. Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы.— Сов. геология, № 2, 1966.
- Жарков М. А. Об объемах соленакпления в кембрийскую эпоху.— Докл. АН СССР, т. 184, № 4, 1969.
- Жарков М. А. Условия формирования соленосных отложений Сибири и перспективы их калиеносности.— В кн. «Состояние и задачи литологии», т. III. «Наука», 1970.
- Жарков М. А., Жаркова Т. М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования.— В сб. «Сравнительный анализ осадочных формаций». «Наука», 1969.
- Иванов А. А. Основы геологии и методики поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Госгеолтехиздат, 1953.
- Иванов А. А. Пермские соленосные бассейны Печоро-Камского Предуралья. Изд-во СО АН СССР, 1965.
- Иванов А. А. Месторождения и проявления калийных солей в Африке.— Литология и полезные ископаемые, № 2, 1969.
- Иванов А. А. Месторождение калийных солей Масли в Эфиопии.— Сов. геология, № 7, 1970.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Тр. Всес. науч.-иссл. геол. ин-та, т. 35. Госгеолиздат, 1960.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф., Баязитов С. Х., Банченко М. С. Геология и условия формирования Старобинского месторождения калийных солей в Белоруссии.— Тр. Всес. науч.-иссл. геол. ин-та, нов. сер., т. 68, 1961.
- Кислик В. З., Лупинович Ю. И., Ерошина Д. М. О закономерностях строения галогенной формации Припятской впадины и литолого-геохимических особенностях ее калийных горизонтов.— В сб. «Геология и калиеносность Сибирской платформы и других районов соленакпления Советского Союза». «Наука», 1970.
- Корневский С. М., Воронова М. Л. Геология и условия формирования месторождений калийных солей Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. «Недра», 1966.
- Корневский С. М., Донченко К. Б. Геология и условия формирования калийных месторождений Советского Предкарпатья.— Тр. Всес. науч.-иссл. геол. ин-та, нов. сер., т. 99. Л., ОНТИ ВСЕГЕИ, 1963.
- Корневский С. М., Бобров В. П., Супрунюк К. С., Хрущов Д. П. Галогенные формации северо-западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. «Недра», 1968.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. ИЛ, 1954.
- Кропоткин П. Н., Валяев Б. М. Каменная соль в глубоких грабенах и во впадинах с корой океанического типа.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XIV (5), 1970.

- Лотце Ф. Распространение эвапоритов в пространстве и времени.— В кн. «Проблемы палеоклиматологии». «Мир», 1968.
- Майнц В. Пермь Гренландии.— В кн. «Геология Арктики». «Мир», 1964.
- Меннер В. В. О распространении эвапоритов в среднепалеозойских отложениях Северной Сибири.— Докл. АН СССР, т. 161, № 3, 1965.
- Меннер В. В., Фрадкин Г. С. Тектонические условия образования девонской галогенной формации на Сибирской платформе.— В сб. «Тектоника Сибири», т. III. «Наука», 1970.
- Николаев А. В. Кулундинская экспедиция АН СССР. 191—193, ч. 1. М.—Л. Изд-во АН СССР, 1935.
- Петров Н. П. Схематическая карта палеогеографических условий накопления солей на юге Средней Азии в поздней юре.— В «Атласе литолого-палеогеографических карт СССР», т. III. «Наука», 1969.
- Писарчик Я. К., Мишеева М. А., Русецкая Г. А. Палеогеографическая характеристика Сибирской платформы в кембрийское время.— В кн. «Геологическое строение и нефтегазонасыщенность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов». «Недра», 1968.
- Региональная стратиграфия Китая, вып. 2. ИЛ, 1963.
- Ронов А. Б. К послекембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы.— Геохимия, № 5, 1959.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, № 8, 1964.
- Ронов А. Б., Магдисов А. А., Барская Н. Б. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования).— Литология и полезные ископаемые, № 6, 1969.
- Рыковский А. Е. Проблема бессульфатности Соликамского калийного месторождения.— Тр. Главного геол.-развед. упр., вып. 43, 1932.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Гостеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н. М. Эволюция представлений о литогенезе в русской геологии.— Литология и полезные ископаемые, № 2, 1970.
- Тролз У., Хассон Р. Геология и нефтяные ресурсы восточной части Саудовской Аравии.— В кн. «XX Международный геологический конгресс», т. IV. Гостеолтехиздат, 1959.
- Торстейнссон Р., Тозер Е. Т. Структурная история Канадского арктического архипелага с докембрийского времени.— В кн. «Геология Арктики». «Мир», 1964.
- Уразов Г. Г. О порядке отложения солей Соликамского калиевого месторождения.— Тр. Главного геол.-развед. упр., вып. 43, 1932.
- Фивег М. П. Типы солеродных бассейнов.— Тр. ВНИИГалургии, вып. 32, 1956.
- Фивег М. П. Геологические условия формирования соленосных серий и калийных горизонтов. Автореф. докт. дисс. Л., 1962.
- Фивег М. П., Банера Н. И. Палеогеография кунгурского соленакпления восточной части Русской платформы и Предуральяского прогиба.— Литология и полезные ископаемые, № 1, 1968.
- Фишер А. Д. Опреснение океанов как причина вымирания морской фауны на рубеже перми и триаса.— В кн. «Проблемы палеоклиматологии». «Мир», 1968.
- Фрадкин Г. С. О девонской галогенной формации Сибирской платформы.— Геология и геофизика, № 11, 1964.
- Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Ст. 1.— Литология и полезные ископаемые, № 2, 1970.
- Хорланд В. Б. Схема структурной истории Шпицбергена.— В кн. «Геология Арктики». «Мир», 1964.
- Щербина В. Н. Глауберит, глауберитовые породы и их кора выветривания. Изд-во Киргизского филиала АН СССР, 1952.
- Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ.— Геология и геофизика, № 1, 1961.
- Яншин А. Л. Об этапах складчатости.— В кн. «Тектоника Евразии». «Наука», 1966.

- Яншин А. Л., Предисловие.— В сб. «Сравнительный анализ осадочных формаций». «Наука», 1969.
- Atwater G. I. Gulf Coast Salt Dome Field Area; in *Saline deposits*.— *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 88, 1968.
- Ayme J. M. The Senegal salt basin; in *Salt basins around Africa*. London, 1961.
- Belmonte J., Hirtz P., Wenger R. The salt basins of the Gabon and the Congo (Brazzaville); A tentative palaeogeographic interpretation; in *Salt Basins around Africa*. London, 1965.
- Benavides V. Saline deposits of South America; in *Saline deposits*.— *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 88, p. 249—290, 1968.
- Benavides G. L., Sansores E. Salt deposits of southern Mexico (abs.).— *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 73, p. 269, 1963.
- Bentor J. K. Salt Deposits of the Dead Sea Region.— *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 88, 1968.
- Beurien K. Der Faunenschnitt an der Perm-Triasgrenze, Z. Dent.— *Geol. Ges.*, 108, 88, 1956.
- Borchert H., Muir R. O. Salt deposits—the origin, metamorphism, and deformation of evaporites. London, D. Van Nostrand Ltd., 1964.
- Dunnington H. V. Salt—Tectonic Features of Northern Iraq; in *Saline deposits*.— *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 88, 1968.
- Fuller J. G., Porter J. W. Evaporite Formations with Petroleum Reservoirs in Devonian and Mississippian of Alberta, Saskatchewan, and North Dakota.— *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 53, № 4, 1969.
- Gill W. D. The Mediterranean Basin; in *Salt Basins Around Africa*. London, 1965.
- Correll H. A., Alderman G. R. Elk Point Group Saline Basins of Alberta, Saskatchewan, and Manitoba, Canada; in *Saline Deposits*.— *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 88, 1968.
- Grayston L. D., Sherwin D. F., Allan J. F. Middle Devonian; in *Geological History of Western Canada*. Alberta Soc. of Petr. Geologists, Calgary, Alberta, 1964.
- Heybroek F. The Red Miocene Evaporite; in *Salt Basins Around Africa*. London, 1965.
- Hills J. M. Permian Basin Field Area, West Texas and Southeastern New Mexico; in *Saline deposits*.— *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 88, 1968.
- Hite R. J. Salt deposits of the Paradox basin, southwestern Colorado; in *Saline deposits*.— *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 88, 1968.
- Holter M. E. The Middle Devonian Prairie Evaporite of Saskatchewan. *Depart. of Mineral Resources Saskatchewan*.— Report № 123, 1969.
- Kent P. E. An Evaporite basin in southern Tanzania; in *Salt Basins Around Africa*. London, 1965.
- Klingspor A. M. Middle Devonian Muskeg Evaporites of Western Canada.— *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 53, № 4, 1969.
- Kozary M. T., Dunlap J. C., Humprey W. E. Incidence of saline deposits in geologic time; in *Saline deposits*.— *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 88, 1968.
- Lefond S. J. *Handbook of World Salt Resources*. New-York, Plenum Press., 1969.
- Liechti P. Salt features of France; in *Saline deposits*.— *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 88, 1968.
- Lotze F. Steinsalz und Kalisalze, Teil I, Allgemein—geologischer Teil. Berlin, Gebrüder Bornträger. 1957.
- Mattox R. B. Paradox Basin Field Area; in *Saline deposits*.— *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 88, 1968.
- McKee E. D., Oriol S. S. et al. Paleotectonic maps of the Permian System in the United States. *U. S. Geol. Survey Misc. Geol. Inv.*, 1967.
- McNaughton D. A., Quinlan T., Hopkins R. M., Wells A. T. Evolution of Salt Anticlines and Salt Domes in the Amadeus Basin, Central Australia; in *Saline deposits*.— *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 88, 1968.
- Mear Ch. E. Upper Permian Sediments in Southeastern Permian Basin, Texas; in *Saline deposits*.— *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 88, 1968.
- Murray G. E. *Geology of the Atlantic and Gulf coastal province of North America*.— New-York, Harper and Brothers., 1961.

- Pierce W. G. et al. Summary of rock salt deposits in the United States as possible storage sites for radioactive waste materials.— U. S. Geol. Sur. Bull., 1148, 1962.
- Kios J. M. Saline Deposits of Spain; in Saline Deposits.— Geol. Soc. Am. Spec. Paper 88, 1968.
- Stewart F. H. Marine Evaporites, Chapter V, in Data of geochemistry — 6th ed. U. S. Geol. Survey Prof. Paper. 440-V, 1963.
- Stöcklin J. Salt Deposits of the Middle East; in Saline deposits.— Geol. Soc. Am. Spec. Paper 88, 1968.
- Tortochaux F. Occurrence and Structure of Evaporites in North Africa; in Saline deposits.— Geol. Soc. Am. Spec. Paper 88, 1968.
-

А. И. АНАТОЛЬЕВА

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КРАСНОЦВЕТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ДОМЕЗОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

ВВЕДЕНИЕ

Красноцветные отложения изучаются более полутора веков. Их характерная окраска с давних пор привлекала внимание исследователей. По этим отложениям нередко расчленялись более или менее однообразные осадочные серии. Поиски некоторых пластовых месторождений полезных ископаемых, в частности мансфельдских медистых песчаников, также первоначально опирались на данные о распространении красноцветных отложений. Название «Красный Мертвый Лежень» (Rothe Todtliegende) в ранней систематике А. Вернера (Werner, 1786) было отнесено, например, к красноцветным слоям, подстилающим горизонт пластовых медных руд.

Своеобразие красноцветных отложений на долгие годы определило интерес к ним как к стратиграфическим элементам разреза земной коры. Только в начале текущего столетия, после работ И. Вальтера (1911а, б) наметился новый, палеогеографический подход к красноцветным толщам, выразившийся в попытках определить физико-географические условия их образования. Дальнейшее развитие этого направления привело к тому, что в современной палеоклиматологии многими исследователями (Страхов, 1960; Шейнманн, 1963; Дю Тойт, 1963; Кинг, 1963) красноцветные отложения рассматриваются как индикаторы климатических обстановок. В целом как в стратиграфическом, так и в палеогеографическом плане красноцветные отложения считают единым комплексом образований, обладающих типичными чертами, отличающими их от других отложений и позволяющими подходить к ним как к принципиально однородной ассоциации продуктов геологических процессов. Такими типичными чертами красноцветных отложений считают их окраску, фациальный и литологический состав, а также свойственные им органические остатки и морфологические особенности поверхностей напластования. С развитием учения о формациях, разработанного Н. С. Шатским (1939, 1955) и Н. П. Херасковым (1952), выявилась необходимость более строгого анализа тех особенностей состава и строения красноцветных отложений, которые позволяют выделить среди них формации, различающиеся между собой парагенезом пород. Соответственно А. Л. Яншиным (1953) было предложено разделение красноцветных

формаций на аридные и гумидные. Аридные формации, по А. Л. Яншину, всегда содержат ту или иную примесь карбонатного материала и включают прослой мергелей и иногда линзы известняков и доломитов. С ними, как правило, ассоциируют сульфатные породы и каменные соли, а также медистые песчаники. Красноцветные гумидные формации бескарбонатны, не содержат карбонатных пород, отличаются почти полным отсутствием в терригенном материале карбонатных примесей и переслаиваются с сероцветными угленосными толщами или переходят в них по простираанию; с ними связаны железные и железно-марганцевые руды, а также бокситы*.

Более детальное исследование красноцветных формаций с целью выделения среди них различных парагенезов или наборов пород не проводилось, хотя дальнейшее развитие представлений о двойственной их природе, в основе которых лежит концепция, предложенная А. Л. Яншиным, требует сравнительного изучения различных красноцветных формаций и определения свойственных им парагенезов.

Проведенное нами сравнительное изучение красноцветных формаций позволило вывить среди них ряд характерных формационных типов, обзор которых помещен ниже в двух разделах. Первый посвящен анализу данных о парагенезах осадочных пород, второй — рассмотрению парагенезов осадочных пород с вулканогенными образованиями. Это исследование, как и другие, ему аналогичные, направлено на определение типичных черт разновозрастных формаций с целью выяснения их места в процессах седиментации, протекавших в домезозойское время на земном шаре. Такое направление исследований представляется тем более оправданным, что только знание различий между сходными геологическими образованиями разных эпох позволит выяснить общую эволюцию процессов седиментации.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Следуя общим принципам разделения красноцветных формаций на две обширные группы, удобнее проследить характерные черты бескарбонатных, а затем карбонатных формаций.

Бескарбонатные формации могут быть определены как такие ассоциации красноцветных терригенных пород, которые содержат в качестве примеси не более 10% карбонатного материала. В среднем эта примесь составляет около 3—5% от общей массы пород. Подобные формации возникают в условиях гумидного климата, сходного с современным тропическим климатом экваториальных зон, в которых образуются латеритные и красноземные коры выветривания. В этих условиях породы приобретают красную окраску за счет гематита и других соответственно окрашенных окисей и гидроокисей железа, переносимых из источников сноса; в областях седиментации новообразование таких соединений за счет разложения железистых минералов не происходит. Переносимые в бассейн седиментации продукты латеритного выветривания включают, помимо окисей и гидроокисей

* Бокситоносные красноцветные формации в настоящей статье не рассматриваются.

железа, соединения алюминия, марганца и других элементов. Примером бескарбонатных красноцветных отложений сложного состава с высоким содержанием не только соединений железа, но и алюминия могут служить среднекарбонатные верейские глины Подмосковья (Швецов, 1954).

Сейчас хорошо известны по крайней мере две обширные группы бескарбонатных красноцветных формаций. Одни из них, как показали наши исследования, отличаются парагенезом красноцветных пород с сингенетичными гематитовыми прослоями, другие — с прослоями и пачками углей. Их следует называть соответственно гематитовыми и угленосными красноцветными формациями. Этим, по-видимому, не исчерпывается все разнообразие наблюдаемых в природе бескарбонатных красноцветных формаций. К тому же ряду формаций относятся, вероятно, и некоторые ассоциации красноцветных пород с бокситами. Примером могут служить Тихвинское и Североонежское месторождения бокситов Русской платформы, где бокситы залегают на размытой поверхности верхнедевонских красноцветных отложений среди пестроцветных пород нижнего карбона (Вишняков, 1940; Горецкий, 1960).

Гематитовые красноцветные формации содержат не только рассеянный гематит, обычно пигментирующий красноцветные породы, но и самостоятельные обособления, представляющие небольшой мощности сингенетичные прослои. Впервые гематитовые красноцветные формации были установлены на юго-западе Сибирской платформы, но Сибирская платформа в этом отношении не уникальна. На северо-востоке Китайской платформы в красноцветных отложениях позднего докембрия известны подобные же образования, содержащие промышленные гематитовые руды сюаньлунского типа. Гематитовые прослои имеются, кроме того, в разрезах красноцветных отложений позднего докембрия других регионов, в частности на Русской платформе, юго-востоке Сибирской платформы, Канадском щите, Бразильской платформе (Анатольева, 1968).

Особенности состава и строения красноцветных отложений с сингенетичными прослоями гематита могут быть рассмотрены на примере изученных нами позднедокембрийских енисейско-ангарских разрезов юго-запада Сибирской платформы (Анатольева, 1968). В южных районах распространения красноцветов они прослеживаются в меридиональном направлении вдоль южного выступа Енисейского кряжа, к востоку от него и в бассейнах рек Топол и Мурма. Здесь скважины вскрывают почти полный разрез этих отложений. В северном направлении область распространения позднедокембрийских красноцветов резко расширяется в районах рек Тасеевой и Ангары, где она вдоль зоны Заангарских поднятий поворачивает на восток, заканчивая, таким образом, общую дугообразную полосу.

В очерченной области наблюдается трехчленный красноцветный комплекс, распадающийся снизу вверх по стратиграфической вертикали на алешинскую, чистяковскую и мошачковскую свиты. Грубый состав отложений, имеющих большую мощность, а также плохая окатанность обломочного материала и слабая его сортированность на юге Енисейского кряжа указывают на расположение области седиментации у подножия сравнительно высокого сильно расчлененного горного массива (рис. 1). Среди красноцветных отложений рек Ангары и Тасеевой грубые терригенные

породы наблюдаются главным образом в основании разреза, а выше они исключительно редки и встречаются только в виде быстро выклинивающихся линзовидных пачек и прослоев. В этих районах в строении красноцветного комплекса участвуют песчаники, алевролиты и аргиллиты. Общим для позднедокембрийских красноцветных отложений юго-запада Сибирской платформы является их преимущественно терригенный состав и приуроченность к ним сингенетичных прослоев гематита.

Терригенные породы формации бедны карбонатами. По данным 100 анализов, 80% терригенных пород формации принадлежит к некарбонатным, содержащим менее 10% $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$. Из них в 65% пород количество карбонатов не превышает 5%, а среди гематитовых прослоев карбонаты, по данным 5 анализов, практически не содержатся.

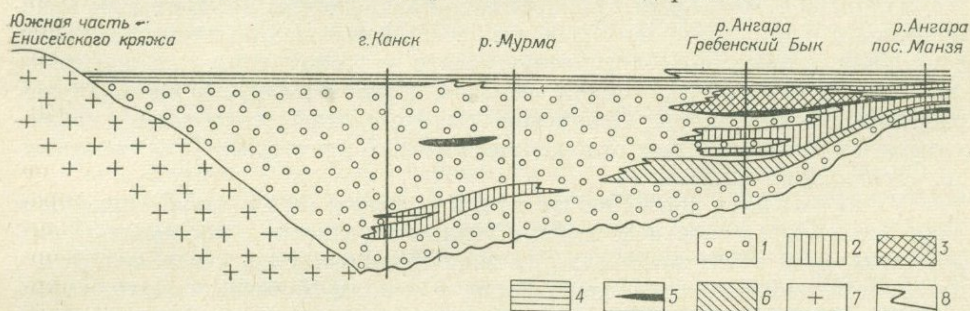


Рис. 1. Схема строения гематитовой красноцветной формации.

1 — красноцветные терригенные породы преимущественно грубого состава; 2 — красноцветные аргиллиты и песчаники; 3 — преимущественно кирпично-красные песчаники, грубоослоистые, разнозернистые; 4 — красноцветные песчаники, аргиллиты и алевролиты с прослоями светло-серых доломитов и мергелей; 5 — красноцветные песчаники и аргиллиты с включениями и прослоями гематита; 6 — зеленоцветные терригенные породы; 7 — области поднятия — суша; 8 — границы гематитовой красноцветной формации.

Гематитовая красноцветная формация на юго-западе Сибирской платформы образует крупное серповидной (в плане) формы плоское линзовидное тело с длиной, достигающей в наиболее изученной части 450 км. На севере и северо-востоке это тело имеет максимальную ширину — 250 км, и его изгибы определяются контурами Заангарской группы поднятий. В юго-восточном направлении тело формации резко сужается до 50 км, постепенно выклиниваясь в сторону Присаянья.

Красноцветные отложения гематитовой формации относятся преимущественно к континентальным образованиям. Они накапливались на обширных предгорных равнинах, пересеченных временными водотоками и реками с блуждающими руслами. На территории равнин располагались также эфемерные озерные водоемы. Таким образом, среди них развиты фации пролювиальных конусов выноса, речных систем и озерных водоемов. Особое значение для гематитовой красноцветной формации имеет тип фациальных сочетаний, представленный красновато-бурыми тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, для которых устанавливается повышенное содержание гематита, цементирующего класические зерна и обильно пигментирующего породы. Fe_2O_3 в таких породах

14—34%. Пачкам аргиллитов и песчаников подчинены, кроме того, включения слабopесчанистых скоплений гематита, имеющие вид лепешек, в которых содержится 45—87% Fe_2O_3 . Их диаметр обычно не превышает 3—5 см, а мощность в среднем достигает 1,5—2,5 см. Гематитовые включения иногда образуют отдельные прослои, расположенные параллельно поверхностям напластований вмещающих пород. Мощность данного типа фацциальных сочетаний, как правило, небольшая, редко превышает 7,5 м. Повышенное содержание гематита, рассеянного или образующего включения, как и состав вмещающих пород свидетельствуют об их накоплении в относительно спокойной субаквальной обстановке по периферии предгорных равнин в водоемах временного типа, а также, по-видимому, в прибрежной зоне мелкого моря.

Таким образом, среди отложений, принадлежащих гематитовым красноцветным формациям, преобладают бескарбонатные терригенные толщи, обнаруживающие парагенетическую связь с гематитом, сингенетичные прослои которого сосредоточены главным образом в позднедокембрийских разрезах. На юго-востоке Сибирской платформы прослои гематита наблюдаются и в красноцветных отложениях нижнего протерозоя (нуйская свита, удоканская серия).

Угленосные красноцветные формации характеризуются парагенезом красноцветных пород с углями и углистыми породами. В разрезе осадочной оболочки Земли они впервые появляются в карбоне. Такие парагенезы наблюдаются в слоях Ронда и отчасти Лайнфи верхнего карбона южной части угольных полей Великобритании (Downing, Squirrell, 1965). Характерным примером верхнекарбонных и отчасти нижнепермских угленосных красноцветных формаций могут служить отложения Монетинского бассейна Чехословакии (Tasler, Skocsek, 1964). Угольные пласты рабочей мощности обнаружены также в нижних красноцветах стефанского яруса верхнего карбона Пльзенского угольного бассейна (Nemejc, 1962). Среди пермских красноцветных отложений угли и угленосные породы известны в Нижнем Красном Лежне Центральной Европы (Бубнов, 1935), а также в нижней перми Североамериканского континента (Крумбейн, Слоос, 1960).

Лучше других изучены нижнепермские угленосные красноцветные отложения, входящие в состав континентальных толщ серии Данкард Северной Америки. Эти отложения можно рассматривать в качестве типичного примера угленосной красноцветной формации.

Серия Данкард изучена американскими геологами достаточно полно (Ирдли, 1954; Кинг, 1964; Крумбейн, Слоос, 1960; Neely, Berryhill, 1967). Красноцветные отложения этой серии размещаются в пределах краевого прогиба Аппалачской складчатой системы. Они сосредоточены в крупном синклинории Аллегейн, охватывающем юго-западную часть Пенсильвании, восточную часть Огайо и северо-западную часть Виргинии. Породы серии Данкард преимущественно обломочные и в основном представлены аргиллитами с подчиненным количеством песчаников. Отношение песчаников к аргиллитам в северной части бассейна составляет 1 : 3, в южной — 1 : 1. Грубозернистые и конгломератовидные песчаники приурочены главным образом к юго-западной части бассейна, где они перемежаются с аргилли-

тами и тонкозернистыми песчаниками, содержащими маломощные прослои углей. Значительное количество этих пород окрашено в красновато-бурые тона. В северной части бассейна в разрезе преобладают серые и зеленовато-серые породы. Роль же красноцветных пород по сравнению с южной частью бассейна заметно уменьшается. В этих районах бассейна Данкард развиты мергелистые известняки, чередующиеся с аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками; угольные слои здесь достигают наибольшей мощности (рис. 2). В южном направлении мощность слоев известняков уменьшается, а пачек песчаников увеличивается. Данные о составе пород, фауне и общем напластовании отложений, принадлежащих серии Данкард, позволяют предполагать, что площадь, на которой произошло накопление осадков, была очень плоской, вследствие чего условия седиментации многократно менялись. В разрезе повторяется осадочный цикл, выраженный сменой в вертикальной последовательности: уголь — аргиллиты — песчаники — загрязненные известняки. Максимальная мощность отложений серии Данкард приходится на южную часть бассейна, где она составляет 360 м. В северном направлении мощность значительно уменьшается — от 45 до 140 м (Willis, 1912).

Континентальные толщи серии Данкард, представленные красноцветными, зеленоцветными и сероцветными песчаниками и аргиллитами, образующими различные сочетания с загрязненными известняками и алевролитами, а также с маломощными прослоями углей, могут быть выделены в качестве красноцветной терригенно-угленосной формации. Все перечисленные породы находятся в тесной парагенетической связи и образуют крупное тело со сравнительно простыми контурами. Нижняя граница формации устанавливается по смене сероцветных угленосных толщ серии Мононгахила верхнего пенсильвания (верхнего карбона) преимущественно красноцветными породами нижней перми. В отличие от серии Мононгахила красноцветные отложения включают лишь редкие и маломощные, но хорошо выдержанные прослои угля. Таким образом, эта граница проводится по первому более или менее массовому появлению в разрезах красноцветных пород и отражает существенную смену условий осадконакопления. Верхняя граница формации остается неохарактеризо-

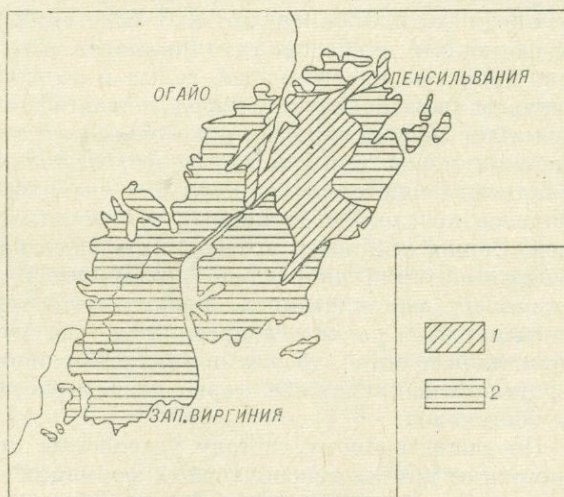


Рис. 2. Мощность угольных прослоев в отложениях серии Данкард, по Ненри и Беррихиллу (Henry, Berryhill, 1967).

1 — площади с мощностью угольных прослоев до 2 м;
2 — площади, на которых угольные прослои постоянно имеют мощность менее 2 м.

ванной, поскольку отложения серии Данкард представляют самую верхнюю часть разреза.

Латеральные границы формации устанавливаются только на основании косвенных данных, поскольку угленосно-красноцветные отложения расположены в замкнутом бассейне. Можно только предполагать, что на востоке и юго-востоке область распространения формации ограничена поднятиями Аппалачей. В западном и северо-западном направлении красноцветные породы угленосной формации сменяются красноцветными эвапоритовыми толщами. В целом формация в плане имеет форму плоской линзы.

Красноцветные угленосные терригенные отложения образовались в континентальных условиях; они представлены аллювиальными, озерными и болотными осадками. Южная часть бассейна в период седиментации имела вид хорошо дренированной аллювиальной равнины, а северная принадлежала системе пресноводных озер и обширных болот. Существенной чертой бассейна является общая смена фациальных условий в направлении с юга на север, т. е. поперек бассейна и почти перпендикулярно нагорьям. Соответственно по направлению к северу в бассейне происходит латеральная смена пород, для которой в самых общих чертах может быть намечена следующая последовательность: песчаники — аргиллиты — известняки. В бассейне неоднократно менялись физико-географические условия накопления осадков. Изменчивость условий седиментации, как считают Л. Ненри и Д. Беррихилл, обуславливалась региональными тектоническими движениями и изменениями климата, который контролировал водный баланс бассейна и определял особенности процесса накопления осадков.

Среди различных фациальных сочетаний, характерных для угленосной формации, наиболее типичными являются те, которые объединяют разнозернистые красно-бурые, серые и зеленые песчаники и аргиллиты. Количество красноцветных пород в этих фациальных сочетаниях обычно превышает 30% и лишь на некоторых участках составляет 20%. Около половины пород приходится на грубозернистые и конгломератовидные песчаники. Терригенные породы, как правило, включают тонкие выклинивающиеся прослои загрязненного обломочным материалом известняков и углей. Общая мощность угольных прослоев по всему разрезу этих фациальных сочетаний никогда не превышает 2 м. Песчаники, по Ненри и Беррихиллу, накапливались преимущественно на территории аллювиально-дельтовых равнин, а аргиллиты — на участках дельт. Что касается известняков и углей, то они принадлежат образованиям переходной зоны, представляющей сложное переплетение озерных и аллювиально-дельтовых обстановок.

По вещественному составу угленосные красноцветные формации отличаются от других красноцветных формаций не только присутствием прослоев углей той или иной мощности, но и характерными наборами пород, образующими типичные фациальные сочетания, свойственные заболоченным территориям. Болотные фации, заключенные среди красноцветных отложений, определяют характерный облик подобного типа формаций.

Карбонатные формации представлены преимущественно терригенными красноцветными породами, содержащими значительную при-

мель карбонатного материала (более 10%). Этим формациям подчинены прослой и пачки мергелей, известняков и доломитов.

Красноцветные карбонатно-терригенные отложения образуются в аридных условиях. Их красная окраска обусловлена присутствием окисей и гидроокисей железа, поступавших в осадок не только вследствие размыва кор выветривания, но возникавших также в результате разложения железосодержащих минералов в области седиментации. Накопление красноцветных осадков данного типа в аридных зонах способствовало захоронению разнообразного материала, переносимого в эти зоны из областей сноса. Красноцветные карбонатно-терригенные породы нередко сопровождаются рудными скоплениями осадочных медных руд. Типичной чертой аридных зон седиментации является также засоление терригенных осадков, которое приводит к появлению в красноцветных разрезах включений и прослоев эвапоритовых пород.

К ряду карбонатно-терригенных красноцветных отложений относятся соответственно меденосные и эвапоритовые формации. В дальнейшем, может быть, представится возможным выделить и другие их типы.

Меденосные красноцветные формации представлены парагенезом красноцветных терригенных пород с сероцветными медистыми песчаниками. Возраст меденосных красноцветных толщ разнообразен: наряду с нижнепротерозойскими удоканскими медистыми песчаниками известны третичные красноцветные медистые толщи в Средней Азии и Боливии. Стратиграфические уровни, к которым чаще всего приурочена медная минерализация, относятся преимущественно к последокембрийским эпохам красноцветной седиментации. В красноцветных отложениях верхнего палеозоя сосредоточено наибольшее количество медных руд, имеющих промышленное значение.

Особенности состава и строения красноцветных меденосных формаций удобнее всего рассмотреть на примере верхнепалеозойских отложений Центрального Казахстана. В Джекказганской и Тенизской впадинах на преимущественно карбонатных и терригенно-карбонатных толщах намюрского яруса нижнего карбона залегают красноцветные толщи с характерными для них пластовыми медными рудами (рис. 3). Эти отложения известны под названием джекказганской свиты, в строении которой принимают участие красновато-бурые, серые и зеленовато-серые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Медные руды приурочены исключительно к сероцветным и зеленоцветным терригенным породам. Джекказганская красноцветная меденосная формация включает континентальные, лагунно-дельтовые и морские отложения (Сапожников, 1948; Попов, 1955; Шутов, Дружинин, 1963).

Среди континентальных отложений меденосной формации может быть выделено несколько характерных наборов пород. Одни из них объединяют аргиллиты, алевролиты и песчаники, обнаруживающие разнообразную зернистость и отсортированность обломочного материала. Цвет пород преимущественно ярко-красный или красновато-бурый. Другие наборы состоят из мелко- и среднезернистых косослоистых песчаников серых и бурых тонов окраски и очень редко конгломератов. Наконец, имеются и такие наборы, которые представлены неотсортированными породами, обра-

зующими крупные линзообразные тела мощностью 1,5 м и протяженностью около 15—20 м. Среди континентальных отложений медные руды встречаются редко. Они связаны преимущественно с лагуно-дельтовыми образованиями, представленными преимущественно серыми и зелеными терригенными породами, включающими прослой красноцветных отложений.

Прибрежно-морские отложения меденосной формации обычно сосредоточены в низах разреза, где объединяют серию чередующихся хорошо отсортированных мелкозернистых серовато-зеленых песчаников, алевролитов и аргиллитов, а также тонких прослоев известняков.

На Сибирской платформе красноцветные медистые песчаники, помимо протерозоя, наблюдаются в кембрии. К ним относятся издавна изве-

М-ние Джебды

М-ние Джебказган

М-ние Кингир

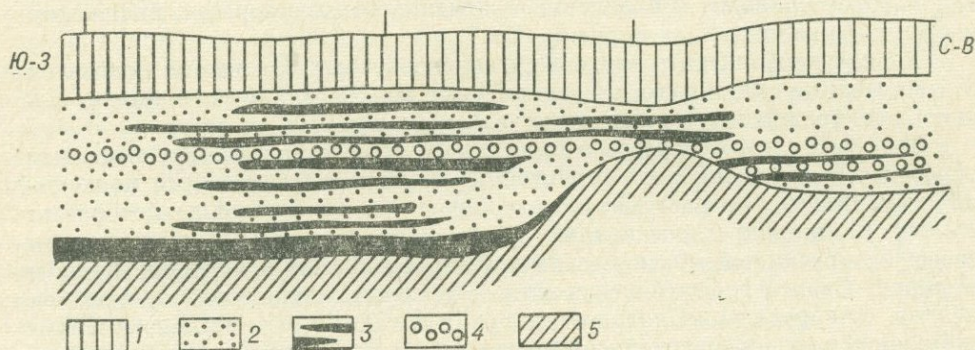


Рис. 3. Схема строения джебказганской свиты, по Д. Г. Сапожникову (1948).

1 — красноцветные породы жиделисайской свиты; породы джебказганской свиты: 2 — красные песчаники и аргиллиты; 3 — зеленые песчаники и аргиллиты, включающие медные руды, 4 — конгломераты, 5 — карбонатные и терригенно-карбонатные породы нижнего карбона.

стные ленские медистые песчаники (Обручев, 1892; Яговкин, 1934; Одинцов, 1948), приуроченные к верхней части разреза верхоленской свиты* верхнего кембрия. Красноцветные медистые толщи широко распространены также среди девонских отложений. Они имеются на Русской платформе, в Саяно-Алтайской складчатой области и в Центральном Казахстане. В качестве примера можно привести нижнедевонские красноцветные породы Приднестровья Русской платформы. В строении разрезов здесь участвуют красноцветные и сероцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты аллювиально-дельтового происхождения. Медное оруденение связано с серыми кварцитовидными песчаниками, заполняющими плоские корытообразные углубления в красно-бурых аргиллитах и алевролитах (Лурье, 1965).

Массовое распространение красноцветных медистых песчаников приходится на пермь. На Русской платформе такие песчаники сосредоточены в нижнем и верхнем отделах пермской системы. Они известны, в частности, среди нижнепермских красноцветных отложений картамышской сви-

* Эту часть разреза верхоленской свиты выделяют сейчас в илгинскую свиту.

ты, выполняющих Бахмутскую и Кальмиус-Торецкую впадины Большого Донбасса (Грабянский, Эдельман, 1961; Лурье, 1965; Рябых, 1965). Картамышская свита сложена красно-бурыми глинами, алевролитами и песчаниками, включающими прослой и пачки доломитов. Медное оруденение и здесь приурочено к зеленовато-серым и серым терригенным породам. Верхнепермские красноцветные медистые песчаники широко распространены в восточных районах Русской платформы, в областях, примыкающих к Уралу. Они сосредоточены главным образом в шешминском горизонте, представленном чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Оруденелые пласты приурочены к сероцветным и зеленоцветным терригенным породам, образующим пласты мощностью от 2 до 5 м (Нечаев, 1964). Содержание меди в таких пластах нередко достигает 10—15%. Оценивая перспективы отложений шешминского горизонта, Ю. А. Нечаев указывает, что самое большое количество меди находится в незагипсованных пестроцветных породах, содержащих линзовидные прослой серых песчаников, гравелитов и конгломератов руслового типа, и в черных алевролитах и аргиллитах озерного типа.

В Центральной Европе медистые красноцветные песчаники имеются в составе верхнепермских разрезов. Это так называемые медистые сланцы мансфельдского типа (Erzberger и др., 1968). Они залегают в основании цехштейна, отделяясь в ряде районов от Мертвого Красного Лежня и пород других стратиграфических интервалов горизонтом конгломератов непостоянной мощности.

Эвапоритовые красноцветные формации известны среди отложений различного возраста начиная с кембрия. Тесная связь областей красноцветной седиментации с процессами галогенеза послужила для многих исследователей основанием отнести эти отложения к образованиям, возникающим в условиях аридного климата. Примером ассоциаций красноцветных терригенных и сульфатных отложений могут служить, в частности, верхнекембрийские отложения Сибирской платформы, входящие в состав верхоленской свиты (Анатольева, 1969).

Красноцветные отложения верхоленской свиты располагаются в пределах обширного Ангаро-Ленского прогиба, в районах Присянья и в Канско-Тасеевской впадине и лучше всего вскрыты в естественных разрезах вдоль долин Лены и Ангары. Благодаря тому, что в последнее время на этой территории были проведены разнообразные буровые работы, появилась возможность определять особенности строения этой свиты не только по естественным разрезам, но и по скважинам. В верхоленской свите преобладают красноцветные терригенные породы. Прослой сероцветных карбонатных пород, в частности известняков и доломитов, наблюдаются только в низах разреза, в бассейне р. Ангары. В северном и северо-восточном направлениях красноцветные терригенные породы верхоленской свиты постепенно замещаются сероцветными карбонатными породами (Розова, 1968).

В разрезах верхоленской свиты преобладают терригенные и смешанного состава терригенно-карбонатно-сульфатные ассоциации. Наборы пород состоят из тонко- и среднезернистых, реже грубозернистых песчаников и гравелитов, алевролитов, мергелей и отчасти известняков и доло-

митов, а также гипсов и ангидритов (рис. 4). Широко развиты породы смешанного состава, представленные тонким переслаиванием ангидритов или гипсов, доломитов и алевролитов, переходящих в мергели. Сульфатные примеси наблюдаются во всех породах, но наиболее обычны они среди доломитистых и известковистых алевролитов, мергелей, алевролитов и аргиллитов. Сульфатные прослои встречаются также в песчаниках, даже в грубозернистых, хотя в последних, за редким исключением, они образуют не прослои, а включения и гнезда. Все эти породы входят в состав эвапоритовой красноцветной формации. По характерным парагенезам слагающие эту формацию породы обособляются от смежных осадочных

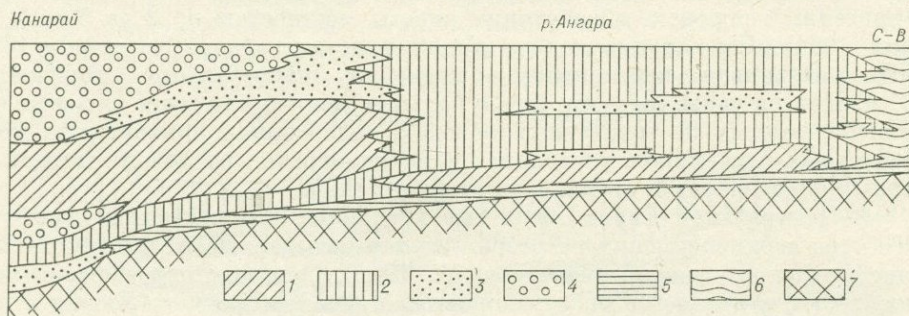


Рис. 4. Схема строения эвапоритовой красноцветной формации (разрез в широтном направлении).

Фациальные сочетания: 1 — преимущественно аргиллиты и алевролиты с прослоями и включениями гипса и ангидрита; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — преимущественно песчаники; 4 — терригенные породы грубого состава; 5 — алевролиты, мергели и доломиты; 6 — преимущественно карбонатные породы; 7 — засоленные породы.

образований как в вертикальной, так и горизонтальной последовательности. Нижняя граница формации падает на смену сероцветных карбонатных, соленосно-сульфатных и соленосных отложений преимущественно красноцветными терригенными толщами. Верхняя граница эвапоритовой формации менее отчетлива, поскольку слагающие ее породы вверх по разрезу сменяются ордовикскими пестроцветными терригенными и карбонатными осадками, представляющими своеобразные переходные толщи от красноцветных терригенных образований к карбонатным сероцветным (Доминиковский, Либрович, 1959).

В целом эвапоритовая красноцветная формация представляет собой крупное плащеобразное тело, расположенное на междуречье Енисея и Лены и ограниченное на западе, юге и юго-востоке областью поднятий, а на севере и северо-востоке тесно переплетающееся с сероцветными карбонатными породами.

Породы эвапоритовой красноцветной терригенно-карбонатной формации принадлежат образованиям, возникающим в зоне обширных озер, имеющих облик лагун, и отчасти в области аллювиальных равнин. Типичный для формации фациальный ряд может быть намечен только в самых общих чертах. Этот ряд соответствует смене палеогеографических обстановок и определяет удаленность отдельных зон от источников сноса.

На юго-западе Сибирской платформы красноцветная эвапоритовая формация сложена тонкозернистыми терригенными, терригенно-карбонатными и сульфатными породами, которые являются главными ее элементами. К второстепенным элементам формации относятся терригенные породы грубого состава, лишенные прослоев и включений сульфатных пород. Грубые терригенные породы могли образоваться только вблизи высоких горных сооружений, а тонкозернистые терригенные и смешанные сульфатно-терригенно-карбонатные породы формировались в удаленном от гор обширном водном бассейне. Область распространения отложений этой формации на западе, юге и юго-востоке отделялась поднятиями от смежных областей седиментации, а на севере и северо-востоке была наклонена в сторону открытого моря. В климатическом отношении эта область седиментации представляла обширную аридную зону.

Эвапоритовые красноцветные формации прослеживаются и на других стратиграфических уровнях. В частности, в пределах Сибирской платформы, помимо кембрия, они могут быть указаны в ордовике, силуре и девоне. Силурийские эвапоритовые красноцветные ассоциации известны в Северной Америке: примером может служить «формация» Салина (Alling, Briggs, 1961).

Наиболее устойчивые связи красноцветной седиментации и процессов галогенеза характеризуют девонскую и пермскую эпохи. Ассоциации девонских красноцветных эвапоритовых отложений, помимо Сибирской платформы, распространены в Саяно-Алтайской складчатой области, на Русской платформе, а также в Северной Америке и Австралии. В разрезах пермских отложений такие ассоциации имеются в Центральном Казахстане, на Русской платформе, в Центральной Европе, на Британских островах, в Гренландии и Северной Америке.

Рассматривая разнообразные красноцветные формации, нетрудно видеть, что общая их систематика, основанная на данных о парагенезах пород, далеко не исчерпывается представлением о двух обширных группах подобного рода формаций: карбонатных и бескарбонатных. Помимо такого общего, принципиально важного разделения, необходимо в каждой из этих групп различать ассоциации, отличающиеся друг от друга набором осадочных пород. Среди бескарбонатных красноцветных формаций могут быть выделены, таким образом, гематитовые и угленосные, наряду с которыми, несомненно, в дальнейшем удастся различать и другие типы ассоциаций. Среди карбонатных красноцветных формаций обособляются ассоциации эвапоритовые и меденосные. Различные формационные типы свойственны разным хронологическим интервалам геологической истории Земли. Так, гематитовые формации типичны главным образом для позднего докембрия и, наоборот, угленосные характерны для более поздних эпох. Эвапоритовые формации впервые появляются в кембрии, тогда как меденосные, по-видимому, прослеживаются на всех стратиграфических уровнях. Значение закономерного размещения разнотипных формаций во времени удобнее рассмотреть после того, как будет кратко охарактеризована еще одна принципиально важная группа красноцветных формаций, для которых типична ассоциация красноцветных и вулканогенных пород.

ПАРАГЕНЕЗЫ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД С ВУЛКАНОГЕННЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Парагенезы красноцветных осадочных пород с вулканогенными образованиями — широко распространенное и обычное явление. Такие парагенезы наблюдаются в равной степени как с карбонатными, так и с бескарбонатными красноцветными породами, что отвечает разнообразию климатических условий, в которых могут быть встречены те и другие ассоциации пород. Следовательно, по составу осадочных пород осадочно-вулканогенные красноцветные формации могут быть подразделены прежде всего на бескарбонатные и карбонатные. В зависимости же от состава вулканогенных пород, среди которых известны продукты излияний основных, средних и кислых лав, осадочно-вулканогенные формации являются базальтовыми, андезитовыми или липаритовыми.

Возраст подобных парагенезов разнообразен; они встречаются и в докембрии, и в более поздние эпохи.

В позднем докембрии парагенез красноцветных отложений с вулканогенными породами типично проявлен на Русской, Северо-Американской и Аравийской платформах.

На Русской платформе подобные парагенезы свойственны отложениям волынской и валдайской серий венда. Здесь на различных уровнях разреза среди красноцветных и сероцветных терригенных и терригенно-карбонатных пород появляются прослой и пачки туфов и реже излившихся пород, главным образом базальтов и диабазов (Веселовская и др., 1964).

На Канадском щите ассоциации красноцветных терригенных пород с вулканогенными также известны в позднем докембрии, в средней части разреза серии Кивино (White, 1966). Эта часть разреза сложена преимущественно вулканогенными породами, среди которых В. Уайт указывает базальты, андезиты и отчасти риолиты. Покровы излившихся пород в большинстве случаев разделены прослоями и пачками красноцветных песчаников и конгломератов. На долю красноцветных терригенных пород приходится не более 10% всего разреза Среднего Кивино, общая мощность которого составляет 900 м.

На Аравийской платформе вулканогенно-осадочные красноцветные ассоциации известны в серии Хаммамат, обнажающейся на территории, прилегающей к Красному морю и заливам Аденскому и Акаба, а также в «формации» Фатима, развитой в Саудовской Аравии (Долгинов, Казьмин, Поникарпов, 1969).

Массовое распространение красноцветных пород в ассоциации с вулканогенными образованиями типично для девонского периода. Соответствующие парагенезы наблюдаются в северном полушарии, в котором расположены главные области распространения каледонских горных сооружений. Особенно интенсивным вулканизмом область красноцветной седиментации была охвачена на юге Сибири и в Центральном Казахстане. Сходные парагенезы девонских красноцветных терригенных и вулканогенных пород известны в Великобритании, Гренландии и Канадских Аппалачах (Allen, Dineley, Friend, 1967).

В парагенезе с красноцветными отложениями вулканогенные породы встречаются и в перми. Такие связи устанавливаются, в частности, для Мертвого Красного Лежня Центральной Европы и верхнепермских красноцветов Перуанских Анд.

В Центральной Европе подобные парагенезы установлены в Гальской мульде, где мощные толщи нижнепермских порфиров разделены стометровой толщей красноцветных песчаников и аргиллитов (Бубнов, 1935). Другой пример таких сочетаний дают нижнепермские геренские слои Бибершлагской мульды Тюрингенского леса. Там красноцветным песчанникам и конгломератам, достигающим 650 м мощности, подчинены покровы порфиров, а также вулканические брекчии и туфы (Schreiber, 1954).

На территории Перуанских Анд красноцветные отложения группы Миту, сложенные конгломератами, песчаниками, алевролитами и мергелями, чередуются с лавами и туфами андезитов и риолитов, а также с туфоконгломератами (Богданов, 1970).

Закономерное размещение вулканов в областях красноцветной седиментации определяется тектоническими причинами. Области красноцветной седиментации, насыщенные продуктами вулканической деятельности, обычно расчленены разломами, способствующими образованию системы более или менее крупных впадин. На платформах господствуют базальтовые излияния, а в подвижных областях лавы приобретают более пестрый состав.

Типичные черты парагенеза красноцветных осадков с вулканогенными породами можно рассмотреть на примере юга Сибири (Анатольева, 1964). Главная масса вулканогенных пород окаймляет с юга Сибирскую платформу, следуя ее ограничениям. Красноцветные осадочные и связанные с ними вулканогенные породы на этой территории наблюдаются прежде всего в Рыбинской впадине, расположенной в зоне дробления Сибирской платформы, на ее резко приподнятом крае (Зайцев, 1960; Анатольева, 1963). Покровы базальтов и базальтовых порфиритов, сопровождаемые литокластическими туфами, здесь расположены внутри мощной (1500 м) терригенно-красноцветной серии и образуют толщу около 600 м мощности, отделенную перерывом от живетских красноцветных и пестроцветных отложений (рис. 5).

В крупном наложенном Минусинском прогибе, возникшем в девонское время на древнекаледонском складчатом основании, окаймляющем на юго-западе Сибирскую платформу, вулканогенные породы (преимущественно долериты, диабазы, базальты и базальтовые порфириты, реже андезитовые порфириты, андезиты и плагиопорфириты, а также щелочные породы с нефелином) тоже встречаются в парагенезе с красноцветными отложениями, главным образом нижнего и отчасти среднего девона (Лучицкий, 1966). Во впадинах этого прогиба среди терригенных пород встречаются граувакковые и аркозовые песчаники, полевошпатовые субаркозы и субграувакки, туфогенные аркозы и шламовые песчаники (Бровков и др., 1967).

В Тувинском прогибе среди красноцветных терригенных отложений широко распространены вулканогенные породы кислого состава. Они вообще более типичны для самых удаленных от платформы прогибов.

В Тувинском прогибе, кроме кислых пород липаритового ряда, имеются базальты, андезиты и андезитовые порфиры (Крыленко, 1966).

В целом существовавшая на юге Сибири в нижнедевонское и в начале среднедевонского времени обширная область красноцветной седиментации была охвачена весьма интенсивными проявлениями вулканизма. Эта область располагалась на территории древних каледонид юга Сибири, граничащих на юге и юго-западе с Монгольской и Калбинской геосинклиналями, а также охватывала значительную часть западной окраины Сибирской платформы. В рамках этой области вулканическая деятельность проявлялась лишь там, где осуществлялась активная перестройка ранее

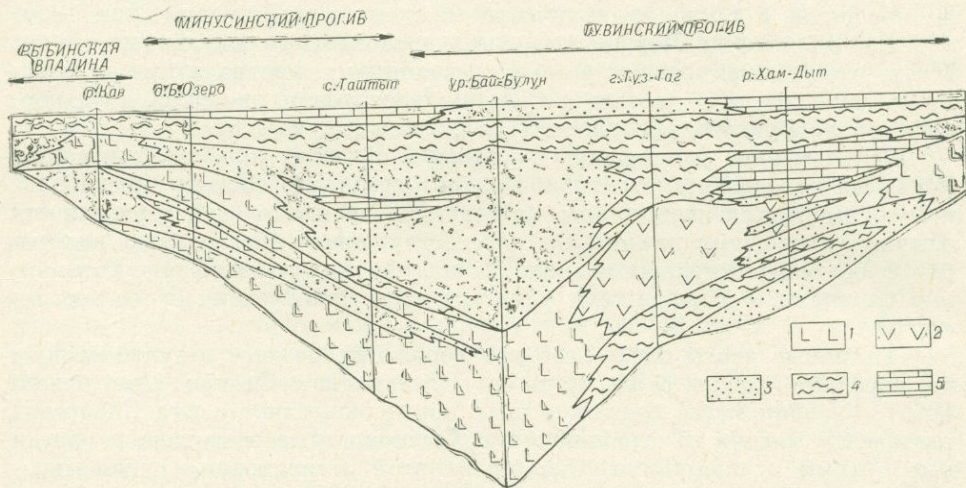


Рис. 5. Строение девонской вулканогенно-осадочной красноцветной формации Саяно-Алтайской области.

Породы: 1 — вулканогенные основного состава; 2 — вулканогенные среднего состава; 3 — красноцветные терригенные; 4 — пестроцветные терригенные; 5 — сероцветные карбонатные.

сформированных тектонических структур. В частности, на платформе она отмечается только в тех ее участках, которые в начале девона были вовлечены в зону раскалывания обширного каледонского свода, сформированного в предшествующую геологическую эпоху. Здесь вулканы возникали вдоль системы тектонических трещин, сопровождающих приподнятый край платформы. Продукты деятельности этих вулканов представлены излияниями основных лав. На консолидированных участках древних каледонид, захваченных с начала нижнедевонской эпохи теми же тектоническими процессами, вулканические излияния происходили вдоль разломов, расчленяющих сводовые поднятия. По этим разломам свод подвергся обрушению, и на его месте возник крупный наложенный Минусинский прогиб (Луцицкий, 1960). В этом прогибе вулканические излияния были более разнообразны, но преобладали, как и на платформе, основные

лавы. В участках области красноцветной седиментации, представляющих унаследованные прогибы, подобные Тувинскому, вулканы размещались вдоль крупных разломов, развитие которых началось в ордовике и продолжалось в девоне. Состав продуктов вулканической деятельности здесь был более разнообразным и, помимо основных и средних лав, включал кислые продукты извержений.

Красноцветная седиментация в рассмотренной области не является прямой функцией глубинных процессов, тесно связанных с развитием конкретных геологических структур в складчатых областях и на платформах. В прямой зависимости от этих структур, в большинстве случаев ограниченных разломами, находится лишь вулканическая деятельность, которая, в свою очередь, обнаруживает закономерную связь с палеогеографической обстановкой, свойственной областям красноцветной седиментации. Таким образом, причины размещения вулканов в областях красноцветной седиментации заключаются в том, что многие из этих областей включают тектонические участки, благоприятные для развития вулканической деятельности. Такие участки обычно расчленяются системой разломов, способствующих формированию крупных линейных впадин. В подобного рода структурной обстановке, как правило, и развивается вулканическая деятельность в областях красноцветной седиментации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные парагенезы красноцветных осадочных, вулканогенных и некоторых других пород позволяют установить, что среди них имеются различные, принципиально отличающиеся друг от друга группы. Значение таких групп или ассоциаций не ограничивается рамками вопросов общей систематики красноцветных формаций. Оно распространяется также на проблемы эволюции процессов красноцветной седиментации, что отмечалось во введении к настоящей статье.

Прежде всего совершенно отчетливо выделяется такая группа сочетаний красноцветных формаций с иными образованиями, которая отличается свойственным ей скрещением различных генетических рядов: красноцветного, с одной стороны, и вулканогенного — с другой, или же красноцветного с угленосным. Эти формации линий скрещения не вполне однозначны, хотя типичные общие черты сближают их друг с другом. В обоих случаях имеется как бы независимый ряд развития процессов: красноцветной седиментации и вулканической деятельности, того же типа седиментации и угленакопления. Ареалы распространения тех и других процессов не связаны между собой, время их проявления также не взаимосвязано, тем не менее в конкретных регионах и в определенных тектонических и физико-географических условиях, а также в некоторых хронологических рамках эти процессы приводят к образованию комплекса пород, представляющих сложное построенные угленосно-красноцветные или вулканогенно-красноцветные формации.

Различать эти красноцветные формации можно по характерным особенностям процессов, скрещивающихся с процессами красноцветной седи-

ментации. Один из этих процессов — угленакопление — является прямой функцией развития органической жизни на Земле, результатом эволюции растительного мира. Таким образом, формационный тип, представляющий сочетание красноцветных пород с угленосными, мог возникнуть лишь на определенной стадии развития осадочной оболочки Земли и, следовательно, может служить в известном отношении индикатором эволюции красноцветной седиментации. Второй процесс — вулканическая деятельность — тоже мог бы быть аналогичным индикатором, если бы были известны закономерности изменения этой деятельности. Однако эти закономерности остаются пока неизвестными, поэтому трудно определить и характерные черты разновременных вулканогенно-красноцветных формаций.

Из изложенного следует, что красноцветные формации, распределены неравномерно в рамках домезозойской седиментации. Некоторые из этих формаций устойчиво сохранялись на различных стратиграфических уровнях, другие вскоре исчезли, вследствие чего в более поздних осадочных сериях не обнаруживаются, третьи, наоборот, впервые появились в середине или в конце этого интервала. Соответственно могут быть выделены сквозные, отмирающие и зарождающиеся красноцветные формации (рис. 6). Такое деление возможно, несомненно, и для других, а не только для красноцветных формаций.

Сквозными являются меденосные и вулканогенно-красноцветные формации. Они известны в нижнем протерозое, позднем докембрии, кембрии, силуре, девоне и перми. К числу отмирающих, по-видимому, относятся терригенно-гематитовые красноцветные формации. Они принадлежат главным образом к позднему докембрию, хотя наблюдаются и среди более древних отложений. К зарождающимся относятся эвапоритовые и угленосные красноцветные формации. Эвапоритовые впервые появляются, по-видимому, в кембрии, а широкое распространение приобретают только в силуре, девоне и перми. Угленосные красноцветные формации, как уже

говорилось, начинают встречаться с карбона.

Общая картина изменчивости красноцветных формаций во времени выявляется, таким образом, путем сравнения разновозрастных ассоциаций красноцветных пород, различающихся между собой по парагенезам. Общие причины такой изменчивости не всегда ясны, тем не менее очевидно, что тип парагенезов, свойственных различным геологическим периодам и эпохам, далеко не однозначен и существенно зависит от общей эволюции геологических условий на земном шаре.

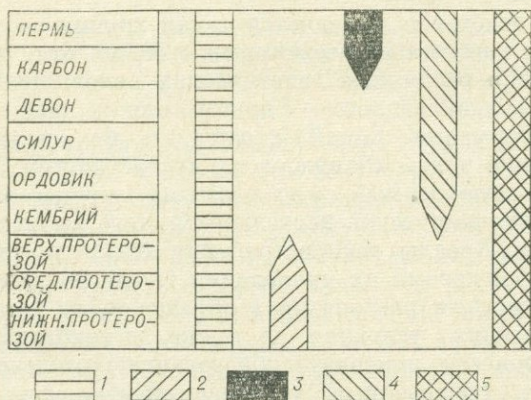


Рис. 6. Хронологическое размещение красноцветных формаций.

1 — меденосная; 2 — гематитовая; 3 — угленосная; 4 — эвапоритовая; 5 — вулканогенно-осадочная.

Дальнейшее более углубленное изучение особенностей состава разновозрастных красноцветных пород, по-видимому, позволит получить интересные материалы. Следует полагать, что появление, например, растительности оказывало влияние не только на формирование угленосно-красноцветных парагенезов, но и на характерные черты состава красноцветных пород. Тем не менее, если для вулканогенно-красноцветных ассоциаций, например, очевидно влияние вулканической деятельности на седиментацию, хотя изменчивость самих формаций остается невыясненной, то для угленосно-красноцветных формаций, возникших лишь на определенном рубеже геологической истории, влияние растительности на свойства пород еще не установлено. Не вполне ясны многие причины зарождения и отмирания различных красноцветных формаций. Очевидно, тем не менее, одно: только сравнивая разновозрастные формации и устанавливая закономерность их появления и исчезновения, можно будет в дальнейшем создать единую теорию, объясняющую причины эволюции различных, в том числе красноцветных, формаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Анатольева А. И. Об особенностях тектоники Рыбинской впадины.— *Тектоника Сибири*, т. II, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Анатольева А. И. Сравнительная характеристика девонских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. М., «Наука», 1964.
- Анатольева А. И. Древняя красноцветная терригенно-гематитовая формация на юго-западе Сибирской платформы.— *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, № 5, 1968.
- Анатольева А. И. Кембрийская красноцветная сульфатно-терригенная формация на юго-западе Сибирской платформы.— В сб. «Сравнительный анализ осадочных формаций». М., «Наука», 1969.
- Богданов А. А. К геологии Перуанских Анд.— *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, № 2, 1970.
- Бровков Г. Н. и др. Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин Саяно-Алтайской складчатой области. «Недра», 1967.
- Бубнов С. Геология Европы, т. II, ч. 1. Каледониды и вариссиды. ОНТИ, 1935.
- Вальтер И. История земли и жизни. СПб., 1911а.
- Вальтер И. Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время. Пер. с нем. СПб., 1911б.
- Веселовская М. М. и др. Трапповый магматизм верхнего протерозоя и нижнего палеозоя на Русской платформе.— В кн. «Базальты плато». МГК, XXII сессия, проблема 7, 1964.
- Вишняков С. Г. Литологический очерк Тихвинского бокситоносного района.— *Тр. Ленингр. геол. упр.*, вып. 24, 1940.
- Горедкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений.— *Тр. ВИМСа*, вып. 5 (нов. сер.), 1960.
- Грабянский В. В., Эдельман А. М. Медистые песчаники Донбасса.— В сб. «Рудоносность Русской платформы». М., «Наука», 1965.
- Долгинов Е. А., Казьмин В. Г., Поникарпов В. П. Строение верхнекембрийских разрезов и предкембрийская история развития Аравийской платформы и складчатых зон обрамления.— *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, № 6, 1969.
- Доминиковский В. Н., Либрович В. В. Формация ордовика Иркутского амфитеатра и их фосфоритоносность.— *Сов. геология*, № 4, 1959.
- Дю Тойт А. Наши странствующие континенты.— В сб. «Проблемы перемещения материков», ИЛ, 1963.
- Зайцев Н. С. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии.— В сб. «Каледонская орогенция». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.

- Кинг Л. Основы палеогеографии Гондваны в верхнем палеозое и мезозое.— В сб. «Проблемы перемещения материков». ИЛ, 1963.
- Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. ИЛ, 1964.
- Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. Гостоптехиздат, 1960.
- Крыленко Л. И. Тувинский прогиб.— В кн. «Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана». Новосибирск, «Наука», 1966.
- Лурье А. М. Меденосность осадочного чехла Русской платформы.— В сб. «Руденосность Русской платформы». «Наука», 1965.
- Лучицкий И. В. Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири.— В сб. «Каледонская орогенция». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Лучицкий И. В. Минусинский прогиб.— В кн. «Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана». Новосибирск, «Наука», 1966.
- Нечаев Ю. А. Литологический контроль медного оруденения в верхнепермских породах Пермского Приуралья и Камско-Вятского района.— Сов. геология, № 10, 1964.
- Обручев В. А. Древнепалеозойские осадочные породы долины р. Лены между станциями Качугской и Витимской.— Зап. Вост.-Сиб. отд. Русского геогр. об-ва, т. II, вып. 1, 1892.
- Одинцов М. М. К геологии медистых и свинцовых руд нижнего палеозоя Иркутского амфитеатра.— Зап. Всес. минер. об-ва, № 4, 1948.
- Попов В. М. О некоторых специфических особенностях геологии медистых песчаников Центрального Казахстана.— Тр. Ин-та геологии АН КиргССР, вып. IV, 1955.
- Розова А. В. Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы. М., «Наука», 1968.
- Рябых О. Ф. Красноцветная медистая и соленосная осадочные формации донецкого верхнего палеозоя.— Матер. по геологии и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы. Харьков, 1961.
- Сапожников Д. Г. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана.— Тр. ИГН, вып. 93, геол. сер., № 28, 1948.
- Страхов Н. М. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1960.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 5, т. 27, 1952.
- Шатский Н. С. (О развитии земной коры). Тезисы доклада. В ст. «На теоретическом фронте советской геологии».— Сов. геология, т. 9, № 8, 1939.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В сб. «Совещание по осадочным породам», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Швецов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпох. Гостоптехиздат, 1954.
- Шейнман Ю. М. О живучести мобилистических представлений и их объективном значении.— В сб. «Проблемы перемещения материков». ИЛ, 1963.
- Шутов В. Д., Дружинин И. П. О фацциально-литологическом контроле в размещении медного оруденения в Джекказгане.— Литология и полезные ископаемые, № 3, 1963.
- Яговкин И. С. Ленские медистые песчаники.— Тр. ЦНИГРИ, № 18, 1934.
- Яншин А. Л. Красноцветные формации.— БСЭ, т. 25, 1953.
- Allen J. R. Dineley D. L., Friend P. D. Old red sandstone basins of North America and Northwest Europe.— Intern. symposium on the devonian system. Calgary, 1967.
- Alling H. L. and Briggs L. G. Stratigraphy of upper Silurian Cayngar evaporites.— Am. Assoc. Petroleum Geologists. Bull., v. 45, № 4, 1961.
- Downing R. A., Squirrell H. C. On the red and green beds in the upper coal measures of the eastern part of the south Wales coalfield.— Bull. of the Geological survey of Great Britain, № 23, 1965.

- Erzberger R. and oth. Litologie. Paläogeographie und Metallführung des Kupferschiefers in der Deutschen Demokratischen Republik.— Geologie, Heft 6/7, 1968.
- Nemejc F. Floristika stefanu Plsenskave svetle nejovejsich vyrkumu.— Casop. mineral. a geol., 7, № 1, 1962.
- Nenry L., Berryhill J. R. Paleotectonic investigations of the permian system in the United States. Allegheny Region.— Geological survey, professional paper, 515. Washington, 1967.
- Schreiber A. Über orogene Bewegungen im Unterrotliegenden des Thüringer Waldes.— Abhandlungender Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, № 7, 1954.
- Tasler R., Skocek V. Geologie a litologie menetinske panve.— Sb. geol. ved., № 6, 1964.
- Werner A. Kurze klassifikation und Beschreibung der Verschiedenen Gebirgsarten.— Abhande Böhmischen Ges. der Wiss. Prag, 1786.
- White W. S. Tectonics of the Keweenawan Basin, Western Lake Superior Region.— Geological survey, professional paper, 524—E. Washington, 1966.
- Willis B. Index to the Stratigraphy of North America. Department of the interior United States.— Geological survey, professional paper, 71. Washington, 1912.
-
-

И. В. НИКОЛАЕВА

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА И ЭВОЛЮЦИЯ ИХ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

История исследования глауконита насчитывает почти 150 лет. За это время были выполнены работы по морфологии, закономерностям распространения, условиям образования, структуре, химическому составу. Основные результаты этих исследований освещены в обобщающих работах К. Д. Глинки (1896), А. Хаддинга (Hadding, 1932), Л. Н. Формозовой (1949), К. Смуликовского (Smulikovski 1954), Н. М. Страхова (1963) и других исследователей. Однако некоторые вопросы систематического положения минералов группы глауконита, закономерностей преобразования их в гипергенных условиях и эволюции химического состава этих минералов в истории Земли остаются нерешенными.

ГЛАВНЫЕ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗЕРЕН МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА

Изучение внешних особенностей зерен глауконита играет важную роль в построении генетических гипотез. Именно благодаря этим данным возникли три генетические гипотезы: 1) биохимического происхождения, 2) замещения глауконитом детритных терригенных минералов и 3) хемогенного образования глауконита из растворов.

Тесная ассоциация зерен глауконита с раковинками фораминифер, заполнение глауконитом полостей раковин и образование ядер-слепков послужили основным аргументом в пользу гипотезы биохимического образования (Ehrenberg, 1854, 1855; Collet, Lee, 1906; Архангельский, 1912; и др.).

Наблюдения над замещением в вулканических брекчиях авгита и полевых шпатов глауконитоподобным веществом (Goosch, 1876) дали начало развитию гипотезы о замещении глауконитом терригенных минералов. В дальнейшем эта гипотеза пережила два периода широкого признания, особенно среди зарубежных исследователей. Первый период связан с работами Э. В. Галлиера (Gallier, 1935 а, б, 1939). Изучая современные

глауконитоносные осадки Монтерейского залива, Э. В. Галлиер установил, что в осадках слюдястые (биотитовые) чешуйки постепенно замещаются зернами глауконита по мере удаления от берега в глубь моря, и обнаружил зерна, которые по форме и минеральному составу являлись переходными от чистого биотита к глаукониту. Э. В. Галлиер высказал мнение, что для образования глауконита необходимы терригенные минералы с высоким содержанием калия. Результаты структурно-химического исследования не подтвердили вывода автора, и в дальнейшем эта гипотеза не получила развития.

В настоящее время вновь вернулись к гипотезе образования глауконита по терригенным минералам. Очень популярна она за рубежом, где большинство исследователей высказывают мнение, что глауконит возникает в процессе изменения в морских условиях тонкодисперсных терригенных минералов с деградированной кристаллической решеткой, главным образом монтмориллонита. Процесс перехода монтмориллонита в глауконит заключается в том, что разбухающая структура фиксирует калий из морской воды, при этом алюминий замещается железом (Burst, 1958; Ehlmann, Hullings, Glover, 1963; Hower, 1961; и др.). Существенным недостатком этой гипотезы является то, что морфологические взаимоотношения глауконита и монтмориллонита в зерне не определены, хотя авторам приходилось наблюдать все типы зерен — от почти чисто монтмориллонитовых до почти чисто глауконитовых. Без изучения стадийности образования этих минералов нельзя решить, развивается ли глауконит по монтмориллониту или, наоборот, монтмориллонит по глаукониту.

Сторонники гипотезы хемогенного образования глауконита считали округлую форму зерен и трещины на поверхности, равно как и внутри зерен (трещины «дегидратации»), признаками возникновения глауконита из коллоидных растворов. Однако далее мы покажем, что в зернах глауконита есть не только трещины дегидратации коллоидного материала (и даже не столько они), но и трещины, возникшие в результате процессов вторичного изменения зерен. Сторонники хемогенной гипотезы, признающие все разнообразие структурно-химических типов глауконита в одновозрастных отложениях первичным и объясняющие это разнообразие исключительно сложными и разнообразными физико-химическими условиями образования глауконита, недоучитывают результаты опубликованных в последнее время работ, в которых доказывается, что как современные (Cole, 1942), так и особенно древние глаукониты (Копелиович, 1965; Коссовская, Логвиненко, Шутов, 1957, и др.) подвергаются вторичным изменениям и замещаются другими минералами. Недостаточно внимания обращается также на изучение внешних особенностей зерен, различающихся между собой по структурно-химическим данным.

Изучению морфологии и гранулометрического состава зерен придавалось большое значение при выяснении автохтонного (аутигенного) или аллохтонного (терригенного) происхождения глауконита (Hadding, 1932; Формозова, 1949, и др.). Однако эти методы исследования до последнего времени не дали окончательного ответа на этот вопрос, так как почти все глауконитоносные отложения несут признаки перемыва, поскольку они отлагаются в основном в зоне течений и волнений (Hadding, 1932, и др.).

Для четвертичных отложений удовлетворительный ответ на вопрос о происхождении глауконита дают цифры абсолютного возраста (Фирсов, Сухорукова, 1968). Гораздо сложнее обстоит дело с древними (третичными, мезозойскими, палеозойскими и т. д.), особенно фаунистически не охарактеризованными толщами. Сами цифры абсолютного возраста, полученные для глауконита из разновозрастных отложений узкого стратиграфического интервала, часто варьируют в довольно широких пределах, например от 340 до 460 млн. лет для устькутской свиты нижнего ордовика Сибирской платформы (Николаева и др., 1969). Подобные примеры многочисленны, но до сих пор это явление не нашло удовлетворительного объяснения. Признаки, по которым можно было бы подбирать реперные пробы глауконита, не найдены, а без этого определить по одним цифрам абсолютного возраста, является ли глауконит в древних толщах сингенетичным, эпигенетическим или переотложенным, нельзя.

Для решения вопроса о причинах разнообразия структурно-химических типов разновозрастных глауконитов и получаемых по этим глауконитам цифр абсолютного возраста, а также для выяснения закономерностей вторичных изменений глауконита и эволюции его состава в геологической истории нами проведены комплексные морфологические и структурно-химические исследования.

При анализе внешних особенностей зерен глауконита учитывались: окраска, форма, характер наружной поверхности и поверхности скола, трещиноватость зерен.

По цвету различаются зерна черные и зеленые с различными оттенками — от темно-зеленого до светлого голубовато- и желтовато-зеленого; у черных, реже у зеленых зерен окраска однородная, чаще всего зеленые зерна имеют неоднородную пятнистую окраску. По форме зерна делятся на две основные группы: округлые (микроконкреционные)* и угловатые. Поверхность у одних зерен гладкая глянцевитая, у других шероховатая, пористая и ямчатая. Трещиноватость неравномерная: одни зерна почти совсем не имеют трещин, другие сильно трещиноватые. По трещинам происходит раскалывание и выкрашивание зерен, изменение их окраски.

Для зерен черного цвета характерна округлая форма, гладкая глянцевитая поверхность, однородно окрашенная, со сравнительно редкими трещинами дегидратации (?), ровный гладкий скол. Внешне на них отсутствуют какие бы то ни было видимые признаки вторичных изменений, поэтому микроконкреционная форма позволяет считать такие зерна первичными аутигенными образованиями.

Однако нередко в них наблюдаются признаки начального вторичного изменения — преобразование черной окраски зерен в зеленую по тонким трещинкам или в виде мелких пятнышек.

Зеленые зерна имеют округлую, а также угловатую форму (те и другие встречаются обычно вместе), шероховатую, пористую и корродированную поверхность с глубокими трещинами. Окраска от зерна к зерну в пробе обычно неоднородная, а в отдельных зернах пятнистая. По трещинам

* В настоящей работе рассматриваются только зернистые (микроконкреционные) образования минералов группы глауконита.

и с поверхности нередко зерна сильно осветлены — до светло-зеленой и почти белой окраски. На поверхности зерен (под бинокляром) часто видны мелкие пятнышки гидроокислов железа. Твердость зерен понижена, некоторые из них легко раздавливаются иглой. Различаются сингенетические и эпигенетические вторичные изменения зерен. На их характеристике остановимся несколько ниже.

Внешние особенности зерен зеленого глауконита: измененная окраска, нередко угловатая форма, не только шероховатая, но и пористая и кавернозная поверхность — свидетельствуют о том, что они подвергались вторичным изменениям и являются продуктами преобразования зерен черного глауконита. Зеленые зерна мы называем измененными.

Таким образом, по внешним особенностям различаются два принципиально важных морфогенетических типа зерен: неизмененные (первичные аутигенные) и измененные. Их так же важно различать между собой, как псевдоморфозу лимонита по пириту от самого пирита, вермикулит, развившийся по биотиту, от самого биотита и т. п.

Наибольшим распространением в природе пользуются зерна зеленого глауконита, тогда как черные сравнительно редки. Это свидетельствует о том, что глауконит весьма неустойчивое образование, причем не только в континентальных, но и в морских условиях. Очевидно, в природе сравнительно редко возникает среда, благоприятная для сохранения глауконита, несмотря на столь широкое его распространение. Этому факту до последнего времени не уделялось должного внимания. Основная масса зерен глауконита рассматривается большинством исследователей как первичные аутигенные образования без достаточных доказательств.

МЕСТО ГЛАУКОНИТА В ГРУППЕ СЛЮД

Д. В. Грюнер (Gruner, 1935) впервые определил структуру глауконита как слюдистую. Более поздними работами было установлено, что по структуре глауконит является переходным минералом от слюды к монтмориллониту (Smulikovski, 1954, и др.) и относится к группе гидрослюд (Brown, 1951; Михеев, 1954; Брэдли, Гримм, 1965, и др.). Дж. Ф. Барст (Burst, 1958) относит глауконит к однослойной полиморфной модификации и также считает его гидрослюдой, так как он представляет собой смешаннослойный минерал, образованный слоями слюдистого и монтмориллонитового типов. Наметив параллель между глауконитами и иллитами, Дж. Ф. Барст представил глауконит, как непрерывный изоморфный ряд от деградированного глауконита к смешаннослойному глауконит-монтмориллонитовому минералу. Однако выделить конечный (слюдной) член этого ряда он не смог. Таким же образом, как Дж. Ф. Барст, трактовали структуру глауконита и многочисленные зарубежные исследователи. Многие из них склонны считать, что по рентгеновским данным глауконит не отличим от других гидрослюд (Брэдли, Гримм, 1965, и др.), т. е. что он не имеет собственной структуры.

В. И. Михеев (1954) впервые показал возможность отличать глауконит от других слюдистых минералов по рентгеновским данным. Судя

по химическому составу и приведенной рентгенограмме глауконита, В. И. Михеев проанализировал измененные зерна глауконита. Этот факт интересен, с нашей точки зрения, тем, что он не только свидетельствует о глауконите как самостоятельном минерале со своей особой структурой, но и о значительной устойчивости элементов структуры в процессе вторичного изменения минерала.

Е. П. Соколова (1961) подтвердила возможность выделять минералы группы глауконита по рентгеновским данным среди других минералов группы гидрослюд. В группе глауконита Е. П. Соколова различает три минерала: глауконит — железистый, сколит — глиноземистый и селадонит — магнезиальный. Все три минерала относятся к однослойной полиморфной модификации слюд, к подгруппе гидрослюд, для которых допускаются чрезвычайно широкие колебания химического состава. Однако эталоны глауконита и сколита выбраны, как нам представляется, не совсем удачно. Приведенный эталонный глауконит является измененным, так как он содержит, особенно саблинский, мало калия — 5,60%, что свидетельствует о том, что в составе этого минерала не менее 25% неглауконитового компонента. Скорее всего, это смешаннослойный минерал, содержащий довольно значительный процент разбухающих монтмориллонитовых слоев. Таким образом, этот глауконит представляет собой одну из фаз ряда смешаннослойных минералов типа глауконит — монтмориллонит, но не является конечным, слюдяным членом этого ряда.

Гидромусковит — сколит, приведенный как эталон сколита, минерала группы глауконита, по ряду признаков отличается от последнего. На дебаеграмме сколита присутствуют рефлексы, характерные для мусковита, но не характерные для глауконита (4,35; 3,19; 2,86 Å и др.). По числу тетраэдрического алюминия (0,69—0,79) этот минерал ближе к мусковитам, для которых характерно более высокое содержание алюминия (0,84—0,91) в тетраэдрах (Фостер, 1965, и др.), чем в глауконитах (0,2—0,5; Smulikovski, 1954). Таким образом, по структурно-химическим данным гидромусковит — сколит не относится к группе глауконита, а является минералом типа мусковита.

Фактический материал рассмотренных выше работ характеризует глауконит как минерал из группы гидрослюд, т. е. весьма неоднородный по структурным и химическим данным. Поэтому в глауконите допускаются чрезвычайно широкие колебания содержаний основных химических элементов. Содержание калия, трехвалентного железа и алюминия колеблется почти на порядок. При таком понимании глауконита его фактически невозможно ни по рентгеновским, ни по химическим данным отличить от ряда других минералов: иллитов мусковитового ряда и даже монтмориллонитов. Из этих работ остается неясным, является ли глауконит самостоятельным минералом. В осадочных отложениях нами встречены три минерала, относящихся к группе глауконита.

Минералогические исследования зерен отмеченных выше двух морфогенетических типов показали, что они существенно различаются и по структурно-химическим особенностям. Зеленые измененные зерна глауконита представляют собой смешаннослойный минерал, образованный глауконитовыми и монтмориллонитовыми слоями, реже соответствуют «упоря-

Таблица 1

**Порошковые рентгенограммы глауконита
(обр. 655) и сколита (обр. 3—XII—27)**

hkl	Глауконит		Сколит		1М-мусковит	
	$\frac{da}{n}$	I	$\frac{da}{n}$	I	$d(\text{Å})$	I
001	10,06	8	10,06	5		
002	4,95	Сл.	4,93	Сл.		
020	4,51	8	4,50	7		
					4,35	Сл.
021	4,12	1	4,12	1	4,12	Осл.
11 $\bar{2}$	3,67	5	3,63	4	3,66	Сл.
	3,44*	6				
022;003	3,33	6	3,33	4	3,36	Ос.
112	3,09	5	3,07	3	3,07	Ср.
	2,79*	8			2,93	Ср.
023	2,69	2	2,68	Сл.	2,69	Ср.
	2,59	10	2,57	10		
200;131	2,40	8	2,38	6		
201;132	2,25	4	2,25	2		
203	2,15	4	2,14	2		
202	1,99	3	1,99	3		
005	1,93*	2				
	1,87	1				
203	1,84*	2				
205	1,79	0,5				
134;150	1,71	1	1,705	2		
006;116;15 $\bar{2}$	1,65	5	1,65	2		
060;135	1,510	10	1,506	9		
	1,49	Сл.				
061	1,42	Сл.				
	1,34	Сл.				
117;400	1,31	8	1,30	4		
008	1,25	1	1,25	2		

Примечание. Параметры ячейки: $a=5,18\text{Å}$; $b=9,06\text{Å}$; $c=9,95\text{Å}$; $\beta=101^{\circ}47'$ для глауконита (обр. 655) и $a=5,13\text{Å}$; $b=9,01\text{Å}$; $c=9,97\text{Å}$; $\beta=101^{\circ}27'$ для сколита (обр. 3—XII—27); * — примесь фосфата кальция. Данные для мусковита 1М приведены по Едеру и Егстеру (Yoder, Eugster, 1955).

доченному» глаукониту Дж. Ф. Барста (1958). Такие зерна достаточно подробно охарактеризованы в литературе (Smulikovski, 1954; Михеев, 1954; Burst, 1958; Соколова, 1961, и др.). Черные первичные аутигенные зерна слагаются слюдистыми минералами (табл 1), они не содержат смешаннослойных разбухающих минералов. Эти зерна до последнего времени оставались неизученными.

Порошковые рентгенограммы минералов группы глауконита проиндцированы в Институте геологии и геофизики СО АН СССР на электронно-вычислительной машине М-20 по программе, составленной М. Г. Сербуленко. Рентгенограммы (см. табл. 1) указывают на существование характерных рефлексов, определяющих однослойную полиморфную модификацию слюды. Однослойный мусковит и глауконит имеют ряд об-

Таблица 2

Порошковые рентгенограммы изменений зерен минералов группы глауконита

558		48/20		Я-44-50 ₁		2620		Сосновский затон	
I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
2	10,20	6	9,95	5	10,05	3	9,80	5	10,20
1	5,0	—	—	2	4,88	1	4,91	—	—
4	4,52	6	4,53	4	4,50	—	—	4	4,54
—	—	1	4,35	1	4,35	6	4,32	—	—
4	4,16	4	4,16	2	4,16	1	4,12	—	—
1	3,66	5	3,62	3	3,65	2	3,68	3	3,62
4	3,32	5	3,30	4	3,33	7	3,35	5	3,32
1	3,08	4	3,08	3	3,08	—	—	3	3,07
1	2,85	—	—	—	—	2	2,84	4	2,87
—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,79*
1	2,69	3	2,70	1	2,68	—	—	2	2,68
10	2,59	10	2,58	10	2,58	10	2,58	10	2,58
4	2,40	4	2,40	4	2,40	0,5	2,45 — 2,36	6	2,40
1	2,27	3	2,27	3	2,27	0,5	2,25	2	2,27
—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,18
1	2,14	3	2,13	3	2,14	0,5	2,13	2	2,13
1	1,99	3	2,01	3	1,99	0,5	2,01	3	1,99
—	—	—	—	—	—	1	1,97	—	—
—	—	—	—	—	—	0,5	1,75	3	1,78
—	—	—	—	2	1,703	0,5	1,707	2	1,713
1	1,66	3	1,66	2 _ш	1,66 — 1,64	0,5	1,66	3	1,66
—	—	—	—	2	1,596	1	1,543	—	—
8	1,515	4	1,517	8	1,508	6	1,508	8	1,517
—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,465
—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,42
—	—	—	—	0,5	1,374	0,5	1,378	1	1,34
—	—	—	—	0,5	1,348	—	—	—	—
1	1,308	2	1,310	4	1,306	1	1,289	3	1,306
—	—	2	1,26	3	1,25	—	—	1	1,25
—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,21

Примечание. Механическая примесь доломита (Сосновский затон), гетита (обр. 48/20, Я-44-50₁, 2620); зерна измененного глауконита (обр. 558, 48/20); измененного (обр. Я-44-50₁) и очень сильно измененного (обр. 2620) сколита; измененного селадонита (обр. Сосновский затон).

Таблица 3

Химический состав первичных аутигенных зерен минералов группы глауконита

Минерал, № образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	П. п. п.	H ₂ O	Сумма
Глауконит, 655	48,40	0,37	4,94	19,12	2,02	5,86	0,07	1,72	—	9,43	0,28	0,077	6,86	0,90	100,04
Сколит, Я-44-50 ₂	49,95	0,12	20,48	7,00	2,15	3,07	не обн.	0,34	0,14	8,20	0,08	0,044	6,30	1,70	99,53

Примечание. Анализы выполнены в химлаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР, аналитик А. В. Сухаренко.

Таблица 4

Элементы кристаллохимических формул минералов группы глауконита

Минерал, № образца	Межслоевые				Сумма	Октаэдрические				Сумма	Тетраэдрические		ОН ⁻¹	Адсорб. H ₂ O
	K	Na	Li	Ca		Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg		Si	Al		
Глауконит, 655	0,91	0,04	0,01	—	0,96	0,10	1,09	0,12	0,66	1,97	3,67	0,33	2	0,95
Сколит, Я-44-50 ₂	0,74	0,02	0,01	0,03	0,80	1,14	0,41	0,13	0,42	2,10	3,48	0,52	2	0,75

Таблица 5

Элементы кристаллохимических формул селадонитов (по анализам измененных зерен)

№ образца	Межслоевые катионы				Сумма	Октаэдрические катионы				Сумма	Тетраэдрические		ОН ⁻¹	Адсорб. H ₂ O
	K	Na	Li	Ca		Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg		Si	Al		
Сосновский затон	0,72	—	0,01	0,07	0,80	0,32	0,58	0,34	1,03	2,27	3,60	0,40	2	0,80
Алексеевский затон	0,82	0,01	0,01	—	0,82	0,10	0,78	0,38	1,08	2,34	3,54	0,46	2	1,3

щих отражений, однако характерные для мусковита отражения 4,35 и 2,93 Å на дебаеграммах глауконитовых минералов не отмечаются (ни у глауконита, ни у сколита). По низкой интенсивности рефлекса 002 глауконит более сходен с биотитом, нежели с мусковитом; по величине межплоскостного расстояния отражения 060 минералы группы глауконита занимают переходную позицию от мусковита к биотиту, причем оно увеличивается в порядке минералов: сколит, глауконит, селадонит.

Таким образом, судя по рентгеновским данным, минералы группы глауконита — это слюды с особой, отличной от мусковита и биотита структурой однослойной полиморфной модификации. Минералы группы глауконита могут распознаваться на порошковых рентгенограммах по характерным отражениям: $d_{021} = 4,12 \text{ Å}$; $I = 1-2$; $d_{11\bar{2}} = 3,65 \text{ Å}$; $I = 4-5$; $d_{003} = 3,32 \text{ Å}$; $I = 4-5$; $d_{112} = 3,08 \text{ Å}$; $I = 3-5$; $d_{023} = 2,69 \text{ Å}$; $I = 1-2$, т. е. по отражениям 021 и 023 слабой интенсивности и отражениям 112, 003 и 112 средней интенсивности ($I = 4-6$).

Рентгенограммы измененных зерен глауконита (табл. 2) отличаются тем, что на них отсутствуют отражения 021 и 023 (если только в зернах не присутствует механическая примесь гетита или гематита, имеющих совпадающие с глауконитом межплоскостные расстояния в 4,18 и 2,69 Å), рефлексы $1\bar{1}\bar{2}$ и 112 имеют относительно пониженную, а рефлекс 003 — повышенную интенсивность. Кроме того, на рентгенограммах измененных зерен минералов группы глауконита появляются отражения 4,35 и 2,86 Å и другие, не характерные для глауконита. Поэтому измененные зерна труднее отличить от гидромусковитов, имеющих те же отражения. При обработке этилен-гликолем в измененных зернах глауконита обнаруживается разбухающая фаза.

Таким образом, по структурно-химическим данным первичные аутигенные зерна минералов группы глауконита относятся к слюдам и стоят в одном ряду с мусковитом, биотитом и т. п.; зеленые измененные зерна являются гидрослюдами. Как было показано выше, зеленые зерна образуются в процессе изменения зерен черного глауконита. Следовательно, слюды глауконитового типа ведут себя в гипергенных условиях совершенно аналогично высокотемпературным слюдам — мусковиту, биотиту, флогошиту: они деградируют, а затем гидратируются с образованием разбухающих смешаннослойных минералов с переслаивающимися слюдными и монтмориллонитовыми слоями. Эти продукты изменения слюд глауконитового типа являются гидрослюдами, подобно гидромусковиту, гидробиотиту и т. п. (см. табл. 6).

Селадониты до последнего времени были широко известны среди низкотемпературных гидротермальных образований. Для таких селадонитов характерно то, что все четыре позиции в кремнекислородных тетраэдрах заняты кремнием, тогда как алюминий в них отсутствует (Звягин, 1957, и др.). Кроме того, по сравнению с глауконитом в октаэдрической позиции этих селадонитов несколько повышено содержание магния (до 0,7) и двухвалентного железа.

Нами обнаружены измененные зерна селадонита в осадочных нижнекембрийских отложениях Сибирской платформы. Для химического сос-

Место глауконита в группе слюд

Слюды	Гидрослюды		Монтмориллонит
	деградированные слюды	смешаннослойный минерал с переслаивающимися слюдыстами и монтмориллонитовыми слоями	
Мусковит	+	+	+
Группа глауконита	сколит	+	+
	глауконит	+	+
	селадонит	+	+
Биотит	+	+	+

Примечание. Стрелками показано направление процесса преобразования слюд в гипергенных условиях.

тава этих селадонитов (табл. 5) характерно повышенное содержание магния, число катионов которого в октаэдрической координации достигает приблизительно 1. В тетраэдрической координации этих минералов числа катионов алюминия и кремния лежат в пределах, обычных для глауконита.

Общей особенностью химического состава минералов группы глауконита, в отличие от высокотемпературных слюд, является низкое содержание алюминия в тетраэдрической позиции, не превышающее обычно 0,5, на что указывал еще К. Смуликовский (1954). Этой же особенностью состава отличаются гидрослюды, образовавшиеся по минералам группы глауконита: глаукониту, сколиту и селадониту. Они, как и гидрослюды, образовавшиеся по мусковиту, биотиту, несут основные черты химического состава материнского минерала: сохраняют основной состав тетраэдрических катионов, а на начальных стадиях образования — и состав октаэдрических катионов.

Минералы группы глауконита различаются между собой по составу октаэдрических катионов: у глауконита около половины их числа составляет трехвалентное железо, у сколита — алюминий, у селадонита — магний. Химический состав и элементы кристаллохимических формул слюд глауконитового типа показаны в табл. 3 и 4, селадонита (нам удалось собрать только измененные зерна этого минерала) — в табл. 5.

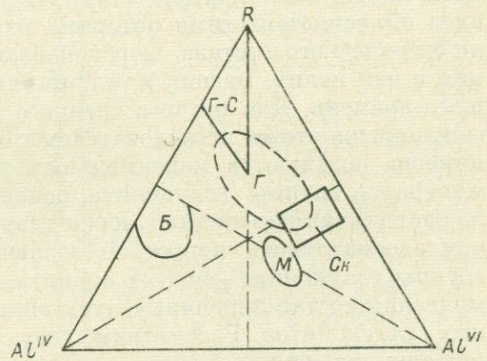


Рис. 1. Место глауконита в группе слюд. Al^{IV} — алюминий тетраэдрический; Al^{VI} — алюминий октаэдрический; R — межслоевые катионы; Б — биотит; М — мусковит; Ск — сколит; Г — С — глауконит и селадонит (наши данные); Г — глауконит, по данным К. Смуликовского (Smulikowski, 1954).

Химический состав слюд сравнивается нами по треугольной схеме, предложенной К. Смуликовским (1954). По содержанию алюминия в октаэдрической позиции (рис. 1) глауконит и селадонит сходны с биотитом, а сколит — с мусковитом. До последнего времени существовало мнение, что алюминий преобладает в октаэдрической позиции трехкремневых слюд (мусковитов), а трехвалентное железо — в октаэдрической позиции четырехкремневых слюд (глауконитов, селадонитов; Фостер, 1965). Находка сколитов вносит поправку в это положение. Глиноземистыми, железистыми и магнезиальными могут быть как трехкремневые (высокотемпературные), так и более высококремнистые (низкотемпературные) слюдястые минералы глауконитового типа.

Слюдистых минералов переходного от глауконита к сколиту состава (железисто-глиноземных) не существует, как не существует и высокотемпературных слюд переходного, мусковит-биотитового состава. Содержание алюминия в глауконитах и трехвалентного железа в сколитах не превышает 8—9%. На этом подробнее остановимся ниже.

К ВОПРОСУ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА

В литературе приведен фактический материал, в том числе о химическом составе глауконитов от современного до нижнепалеозойского (нижнекембрийского) возраста. Наиболее детально изучены третичные и мезозойские глаукониты, значительно слабее — современные и палеозойские. Минералы группы глауконита в докембрийских отложениях остаются почти совсем не изученными. Анализируя средний химический состав современных, третичных, мезозойских и палеозойских глауконитов, К. Смуликовский (1954), а затем Г. А. Казаков (1962) пришли к выводу о том, что нижнепалеозойские глаукониты отличаются более высоким содержанием калия, магния и алюминия. Изменение химического состава глауконита объясняется этими авторами изменением в процессе эволюции Земли химического состава морской воды, а именно уменьшением содержания в ней калия, магния и алюминия от нижнепалеозойского до настоящего времени. Для расчета среднего химического состава разновозрастных глауконитов этими исследователями брались все анализы; но поскольку в природе пользуются максимальным распространением измененные зерна минералов группы глауконита, основная масса химических анализов отражает состав измененных зерен глауконита. По нашему мнению, прежде чем рассматривать вопрос об эволюции химического состава минералов группы глауконита, следует оценить, как сильно может варьировать химический состав первичных аутигенных и измененных зерен разновозрастных глауконитов. Рассмотрим глауконит из современных и нижнеордовикских отложений.

Из табл. 7 видно, что первичные аутигенные, неизменные и почти неизменные зерна современного глауконита довольно близки друг другу по содержанию основных минералообразующих химических элементов: калия, трехвалентного железа, алюминия и магния. Состав измененных зерен современного глауконита варьирует в гораздо больших пределах.

Таблица 7

Химический состав зерен современного глауконита

№ анализа	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	П. п. п.	H ₂ O	Сумма
1	655	42,46	0,32	4,34	16,79	1,78	5,15	0,07	8,09	5,02	8,36	0,25	0,04	6,04	0,82	99,53
2	644	49,68	0,12	6,58	17,11	2,60	4,75	0,007	1,72	0,73	8,28	0,08	He опр.	6,60	1,34	99,59
3	215	46,00	0,13	5,14	22,39	2,66	4,48	0,07	1,60	1,14	7,84	0,16	0,02	6,20	1,90	99,73
4	558	48,15	0,32	6,17	19,94	3,27	5,15	0,07	0,46	0,30	7,88	0,08	0,02	6,55	1,20	99,98
5	618	47,20	0,13	6,85	23,11	2,45	4,74	0,07	0,11	0,17	6,77	0,08	0,02	6,35	1,90	99,80
6	Б/н ₁	46,60	0,28	7,40	25,00		3,85	0,06	0,70	He опр.	6,28	0,56	He опр.		9,0	
7	Б/н ₂	47,00	0,46	8,30	22,70		4,00	0,08	1,70	"	4,56	0,95	"		11,14	

Примечание. Анализы 1—5 выполнены в химлаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР (аналитик А. В. Сухаренко), анализы 6 и 7 выполнены на квантометре в ИГиГ СО АН СССР (аналитик М. И. Зеркалова). Обр. 655 — первичные аутигенные зерна, неизменные; обр. 644 и 215 — зерна почти неизменные (едва измененные); обр. 558 и 618 — зерна, заметно измененные; обр. Б/н₁ и Б/н₂ — сильно и очень сильно измененные зерна.

Таблица 8

Химический состав глауконитовых зерен разных типов из ордовикских отложений

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	П. п. п.	H ₂ O
148	47,54	0,92	8,63	19,73	2,46	4,25	1,04	0,054	0,057	0,05	7,86	0,027	6,06	1,72
Ключи	49,00	0,10	8,00	16,04	2,29	4,26	1,78	He обн.	0,08	0,07	8,04	0,052	9,02*	1,48
Э—I/I	46,98	0,12	8,52	20,16	2,37	4,42	0,69	0,007	0,14	0,08	8,00	0,036	6,24	1,98
10/XII	49,72	0,15	8,78	18,43	2,43	2,73	1,18	0,07	0,08	0,19	8,20	0,03	6,84	1,54
4/8	48,52	0,15	9,09	18,24	2,14	4,09	1,30	0,023	0,57	0,10	6,80	0,042	6,65	1,98
51/УП	49,24	0,36	13,56	12,32	3,21	5,57	1,15	0,069	0,13	0,05	5,86	0,03	6,86	1,14
III/10	44,96	1,26	15,70	9,02	6,39	9,30	0,78	0,062	0,22	0,04	3,28	0,028	7,70	1,10

Примечание. Зерна, почти неизменные — обр. 148, Ключи, Э—I/I, 10/XII; остальные зерна измененные и сильно измененные, степень изменения зерен нарастает сверху вниз по порядку образцов. Знак * означает CO₂=2,20.

В последних по сравнению с первичными аутигенными зернами заметно понижено содержание калия, а также трехвалентного железа и отчасти магния. Содержание алюминия увеличивается по мере нарастания степени изменения зерен. Следовательно, сингенетичные изменения зерен современных глауконитов в морских условиях сопровождаются гидратацией слюдяной решетки с образованием смешаннослойного глауконит-монтмориллонитового минерала и замещением трехвалентного железа и отчасти магния алюминием.

Химический состав первичных аутигенных, неизменных и почти неизменных зерен ордовикских глауконитов (табл. 8) также характеризуется сравнительно близким содержанием основных минералообразующих химических элементов. Таким образом, на примере современных и ордовикских глауконитов можно показать, что химический состав первичных аутигенных зерен одновозрастных глауконитов остается довольно постоянным. Этого нельзя сказать об измененных зернах глауконита, состав которых колеблется в значительных пределах. Как в современных, так и в ордовикских измененных зернах глауконита уменьшается содержание калия, трехвалентного железа и магния и соответственно увеличивается содержание алюминия по сравнению с первичными аутигенными зернами. Следовательно, как седиментационные сингенетичные, так и эпигенетические изменения зерен глауконита сопровождаются гидратацией с выносом калия и замещением магния и трехвалентного железа алюминием. Однако процесс сингенетичных изменений сопровождается относительно более интенсивной гидратацией и выносом калия, тогда как эпигенетические изменения протекают с более ярко выраженным замещением трехвалентного железа и магния алюминием при сравнительно слабом развитии гидратации и выноса калия. Характерно, что более глубоким эпигенетическим изменениям подвергаются зерна, претерпевшие значительные сингенетичные (седиментационные) изменения. Очевидно, это связано с метастабильным характером продуктов седиментационного изменения глауконита.

Итак, железисто-глиноземистые с пониженным содержанием калия зерна представляют собой продукты глубокого седиментационного и эпигенетического изменения глауконита в отложениях от современного до нижнепалеозойского возраста включительно. Как по внешним особенностям, так и по структурно-химическим данным они резко отличаются от первичных аутигенных. Поэтому их не следует рассматривать как глиноземистые аналоги глауконита. До последнего времени такие образования назывались в литературе «глиноземистыми глауконитами» (Hadding, 1932; Махинин, 1951; Smulikovski, 1954; Мурзаев, Хубка, 1963, и др.), что, конечно, неверно.

Глиноземистым аналогом глауконита является сколит, характеристика которого была дана выше, при рассмотрении структурно-химических особенностей минералов группы глауконита. По внешним особенностям различаются первичные аутигенные и измененные зерна сколита. Признаки того и другого типа зерен сколита и глауконита совершенно аналогичны. Первичные аутигенные зерна сколита имеют черную окраску, гладкую глянцевитую поверхность почти без трещин, ровный гладкий скол, относительно

повышенную твердость. Никаких видимых вторичных изменений на поверхности зерен нет. Рентгенограмма первичных аутигенных зерен сколита (см. табл. 1) характеризуется теми же рефлексами, что и первичных аутигенных зерен глауконита. Вторичные изменения зерен сколита внешне проявляются аналогично изменениям зерен глауконита. По содержанию калия, кремния и тетраэдрического алюминия (см. табл. 3 и 4) сколит аналогичен глаукониту, а отличается от последнего обратными цифрами содержания трехвалентного железа и алюминия.

По данным более чем 300 химических анализов минералов группы глауконита от современного до нижнепалеозойского возраста включительно можно утверждать, что в этом стратиграфическом интервале все первичные аутигенные зерна соответствуют составу собственно глауконита, тогда как сколиты среди них отсутствуют (рис. 2). То же самое можно сказать о составе измененных зерен минералов группы глауконита.

Различия в химическом составе современных и нижнепалеозойских глауконитов (по анализам первичных аутигенных, неизмененных и почти неизмененных зерен, табл. 8 и 7) незначительны: в нижнепалеозойских глауконитах содержание алюминия выше, чем в современных, как отмечали К. Смуликовский (1954) и Г. А. Казаков (1962, 1964). Но вопреки данным этих исследователей этого нельзя сказать о калии и магнии: содержание калия в минералах группы глауконита любого возраста остается в одних и тех же пределах (8—10%), а магния в современных глауконитах даже больше, чем в нижнепалеозойских.

В допалеозойских отложениях (вендских, рифейских) из минералов группы глауконита мы встретили только сколит. Он был изучен нами из вендских отложений жербинской свиты (на р. Лене против устья р. Б. Патомы), пестроцветной свиты (р. Юдома), из рифейских отложений стрельногорской свиты (р. Н. Тунгуска), погоруйской свиты и свиты карточки Енисейского кряжа (образцы Р. Я. Склярова). Глиноземистые аналоги глауконита (называемые нами сколитами) описаны Ю. Н. Лебедевым (1969) в рифейских отложениях стрельногорской свиты.

Хотя имеющиеся у нас данные анализов сколитов немногочисленны, они чрезвычайно важны. Во-первых, эти данные свидетельствуют о том, что в допалеозойских (вендских, рифейских) отложениях распространен глиноземистый аналог глауконита, который в более молодых (от нижнего палеозоя до настоящего времени) отложениях не встречается. Во-вторых, ни одного глауконита (железисто-

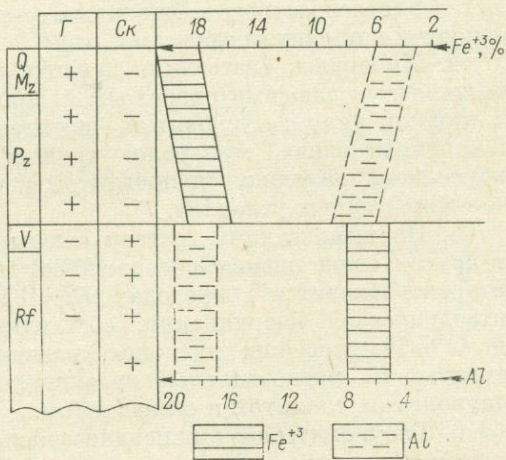


Рис. 2. Эволюция химического состава минералов группы глауконита. Условные обозначения см. рис. 1.

го аналога рассматриваемой группы минералов) в отложениях, древнее нижнепалеозойских, нами не встречено (см. рис. 2).

Следовательно, на границе кембрия с докембрием произошло резкое изменение химического состава минералов группы глауконита распространенные в рифейских и вендских отложениях сколиты сменились в нижнем кембрии глауконитами, образование которых продолжается в морских осадках до настоящего времени.

ВЫВОДЫ

1. В осадочных отложениях распространены три минерала группы глауконита: глауконит, сколит и селадонит.

2. По внешним особенностям можно различить первичные аутигенные неизменные и измененные зерна этих минералов. Первичные аутигенные неизменные зерна имеют черную окраску, гладкую глянцевитую поверхность почти без трещин. Измененные зерна имеют зеленую, обычно пятнистую окраску различных оттенков, пористую и кавернозную поверхность с глубокими трещинами. Различаются сингенетичные и эпигенетические изменения зерен. Измененные зерна пользуются гораздо большим распространением, нежели неизменные. Только первичные аутигенные зерна могут использоваться для достоверного определения абсолютного возраста, ибо при изменении зерен минералов группы глауконита происходит неравномерная и непропорциональная потеря в их решетке калия и аргона, что искажает их первичные соотношения.

3. Первичные аутигенные зерна одновозрастных минералов группы глауконита характеризуются довольно постоянным химическим составом. Состав одновозрастных измененных зерен одного и того же минерала варьирует в широких пределах.

4. Минералы, слагающие первичные аутигенные неизменные зерна, являются слюдами однослойной полиморфной модификации. Они стоят в одном ряду с мусковитом, биотитом и другими известными слюдами. Измененные зерна минералов группы глауконита представляют собой гидрослюды, являющиеся продуктом изменения слюд глауконитового типа в гипергенных условиях.

5. По химическому составу слюды глауконитового типа отличаются от других слюд низким содержанием тетраэдрического алюминия, число которого находится в пределах 0,2—0,5. По преобладающему катиону в октаэдрической координации, составляющему обычно половину общего числа октаэдрических катионов, различаются железистые (F^{+3}), глиноземистые и магнезиальные разновидности, названные соответственно глауконитом, сколитом и селадонитом.

6. Глаукониты от нижнепалеозойского до настоящего времени изменяются по химическому составу: чем древнее глауконит, тем выше в нем содержание алюминия. Однако содержание алюминия в первичных аутигенных зернах нижнепалеозойских глауконитов не превышает 8—10%. Содержание трехвалентного железа уменьшается с возрастом глауконита.

7. Сколиты встречаются в допалеозойских (вендских, рифейских) отложениях. На границе кембрия с докембрием фиксируется резкое изменение химического состава минералов группы глауконита: формировавшиеся в рифейских и вендских отложениях сколиты сменяются в нижнекембрийских отложениях глауконитом, который продолжает формироваться в морских осадках до настоящего времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения юго-востока Европейской России.— Матер. для геол. России, т. 25, 1912.
- Брэдли У. Ф., Гримм Р. Е. Слюдистые минералы глини.— В кн. «Рентгеновские методы изучения глинистых минералов». М., «Мир», 1965.
- Глинка К. Д. Глауконит, его происхождение, химический состав и характер выветривания. СПб., 1896.
- Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и меловых отложений центральной части Русской платформы.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 114, геол. сер., № 40, 1950.
- Звягин Б. Б. Электронографическое определение структуры селадонита.— Кристаллография, т. 2, № 3, 1957.
- Казаков Г. А. Исследование пригодности глауконита для определения абсолютно возраста осадочных пород.— В сб. «Химия земной коры», т. 2, М., «Наука», 1964.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965.
- Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований». Львов, 1956.
- Лебедев Ю. Н. Новые данные о возрасте стрельногорской свиты докембрия Туруханского района.— Геология и геофизика, № 11, 1969.
- Махнин В. А. К минералогии глауконитов олигоценовых отложений Украинского кристаллического массива.— Минер. сб. Львовского геол. об-ва, № 5, 1951.
- Михеев В. И. Влияние изоморфного замещения в слюдах на характер дебаэграмм.— Минер. сб. Львовского геол. об-ва, № 8, 1954.
- Мурзаев П. М., Хубка А. Н. Глауконит и монтмориллонит песчаных отложений нижнего сармата северо-восточной части Молдавской ССР.— Изв. АН МолдССР, № 8, 1963.
- Николаева И. В., Кляровский В. М., Григорьева Т. Н., Бородаевская З. В. Влияние эпигенетических процессов на абсолютный возраст и структурно-химические свойства глауконита.— Докл. АН СССР, т. 185, № 3, 1969.
- Соколова Е. П. Некоторые структурные и кристаллохимические особенности минералов группы глауконита.— Матер. ВСЕГЕИ. Минер. сб., 2, нов. сер., вып. 45, 1961.
- Фирсов Л. В., Сухорукова С. С. О «четвертичном» глауконите мелового возраста в низовье Енисея.— Докл. АН СССР, т. 183, № 4, 1968.
- Формозова Л. Н. Глауконитовые пески урочища Кызыл-Сай.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 112, геол. сер., № 88, 1949.
- Фостер М. Д. Отношение зарядов в диоктаэдрических и триоктаэдрических слюдах.— В кн. «Вопросы геологии и минералогии слюд». М., «Мир», 1965.
- Burst J. Mineral heterogeneity in "glaukonite" pellets.— Amer. Miner., 43, № 5—6, p. 313—334, 1958.
- Brown G., X-ray identification and crystal structures of clay minerals.— Ch. V. Miner. Society, London, 1961.
- Collet L. W., Lee G. W. Sur la composition chimique de la glaukonie.— Proc. Royal Soc. Edinburgh, 142, 1906.
- Fhlmann A. J., Hulings N. C., Glover E. D. Stages of glaukonite in modern foraminiferal sediments.— J. of Sediment. Petrology, v. 33, № 1, 1963.

- Ehrenberg C. G., Über den Grünsand und seine Erläuterung des organischen Lebens.—Abh. Akad. Wiss. Berlin, 1855.
- Gallihier E. W. Geology of glauconite.—Bull. Amer. Ass. of Petrol. geol., 19, № 1, 1935a.
- Gallihier E. W. Glauconite genesis.—Bull. Geol. Soc. Amer., 46, № 9, 1935b.
- Gallihier E. W. Biotit-glauconite transformation and associated mineral.—A symposium by P. D. Trask-Recent Marine Sediments. London, 1939.
- Gooch Fr. Über vulkanische Gesteine der Galapagos-Inseln.—Tscherm. Min. Petr. Mitt., № 2, 1876.
- Grüner J. W. The structural relations of glauconite and mica.—Amer. Miner., 10, № 10, 1935.
- Hadding A. The Pre-Quaternary rocks of Sweden. 4. Glauconite and glauconitic Rocks.—Lunds Univ. Arsskrift, 28, № 2, 1932.
- Hower J. Some factors concerning the nature and origin of glauconite.—Amer. miner., v. 46, № 3—4, 1961.
- Smulikowski G. The problem of glauconite.—Archiwum mineralogiczne PAN, t. XVIII, z. 1, 1954.
- Yoder H. S., Eugster H. P. Synthetic and natural muscovites.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 8, pp. 225—280, 1955.
-

Ю. Н. ЗАНИН

ФОСФАТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Вопрос обеспечения фосфатным сырьем сельского хозяйства восточных районов страны является одним из важнейших для геологов Сибири и Дальнего Востока. На решение его направлено внимание многих производственных и научных организаций. В Институте геологии и геофизики СО АН СССР работы по фосфатной тематике были начаты по инициативе акад. А. Л. Яншина в 1962 г. Сосредоточены они в двух направлениях. Первое касается фосфатоносных геосинклинальных позднедевонских и нижнекембрийских толщ юга Сибири, второе — фосфатоносных кор выветривания и продуктов их переотложения. Оба эти типа фосфоритонакопления рассматриваются на территории Сибири и Дальнего Востока как весьма перспективные (Яншин, 1964).

Практика поисково-разведочных работ, проведенных за последние десять-пятнадцать лет, привела к открытию в южных районах Сибири целого ряда месторождений и проявлений фосфоритов, связанных с выветриванием (Яншин, 1970 и др.). В связи с этим представляет интерес анализ накопленного к настоящему времени материала как по территории Сибири, так и по другим регионам, касающимся гипергенного фосфатонакопления, и экономическая оценка фосфатопоявлений этого типа. При проведении такого анализа мы обратились к формационному методу, позволяющему дать наиболее полную сравнительную характеристику объектов.

Формационный анализ все более широко применяется при изучении толщ осадочных и магматических пород и связанных с ними рудных накоплений. В этом ряду находят свое место и формации коры выветривания. В настоящей статье рассматриваются как общие представления о формации коры выветривания, так и конкретные фосфатоносные формации кор выветривания — их важнейшие элементы и основные типы.

О ФОРМАЦИЯХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Термин «формация коры выветривания» введен в литературу В. П. Казариновым (1958), предложившим называть так совокупность элюви-

альных и аккумулятивных (осадочных) продуктов химического выветривания. «Формация коры выветривания представлена своеобразным комплексом осадочных и остаточных пород, возникших на последних стадиях процесса химического выветривания в условиях сильно выровненной страны» (стр. 8). В качестве осадочных продуктов формации коры выветривания в Западной Сибири В. П. Казаринов выделял пестроцветные глины, включающие местами обособления бурых железняков, сидеритов, марганца и бокситов. В общем случае «пласты некоторых осадочных железных и марганцевых железных руд, бокситы, кварциты, опоки и некоторые разновидности пестроцветных глин — вот типичные осадочные продукты, которые генетически связаны с одновозрастными процессами элювиообразования, с «корой выветривания», как она понимается в геологической литературе» (там же).

Такое понимание формации коры выветривания было определено автором этого термина в соответствии со взглядами Б. Б. Полынова (1934) на объем коры выветривания, который, как известно, рассматривал в качестве коры выветривания как элювиальные, так и нормально-осадочные образования, представленные продуктами химического выветривания.

Формации коры выветривания выделялись В. П. Казариновым в зависимости от возраста по эпохам усиленного проявления процессов химического выветривания; в определенную формацию коры выветривания включалась вся совокупность разнородных остаточных и переотложенных продуктов выветривания, объединенных лишь принадлежностью к той или иной эпохе выветривания. В частности, в мезозое и кайнозое Западной Сибири В. П. Казариновым было выделено шесть формаций коры выветривания (триасовая, пинемеловая, верхнемеловая и т. д.).

Таким образом, в основу выделения формаций коры выветривания В. П. Казариновым был положен литолого-генетический признак (наличие продуктов глубокого химического выветривания), а в основу их номенклатуры — временной. В площадном отношении формации коры выветривания строго не ограничивались, и каждая из них выделялась в пределах крупного региона (Западная Сибирь). При этом литологический признак — являются ли, в частности, рассматриваемые продукты бокситами или каолинитами — имеет второстепенное значение, и уже сама принадлежность материала к продуктам глубокого химического выветривания предопределяет выделение и отнесение его к определенной хронологической формации коры выветривания.

Значительное внимание уделит понятию «формация коры выветривания» И. И. Гинзбург: «Формация коры выветривания, по И. И. Гинзбургу (1963, стр. 98), «включает в себя не только остаточные коры выветривания разных типов, в том числе наложенные и инфильтрационные, но также и переотложенные и перенесенные в пределах небольших расстояний в результате механической, химической и коллоидной миграции, т. е. переходные и даже явно осадочные породы, если только их связь с корой выветривания несомненно установлена в виде обломков пород и общих минералов, химических соединений и микроэлементов, характерных для кор выветривания». В формацию коры выветривания включаются не все переотложенные продукты выветривания, а лишь те из них,

которые накапливались вблизи остаточных кор выветривания «в тектонических или эрозионных депрессиях, представляющих собой грабены, карсты и другие отрицательные формы рельефа» (там же, стр. 99). Формация коры выветривания может включать лишь породы, «состоящие из совокупности разнообразных минералов, связанных своим образованием с процессом выветривания или перенесенных на небольшие расстояния без потери своей генетической связи с характерными минералами или соединениями, образовавшимися в процессе выветривания» (там же).

Не следует включать, по мнению И. И. Гинзбурга, в формацию коры выветривания отложения морского, аллювиального и дельтового генезиса. И. И. Гинзбург выделяет среди формаций кор выветривания каолиновую, бокситоносную, железистую, марганцевую, титановую, кварцевых песков и целый ряд других. Мы добавим сюда также и фосфатоносные формации кор выветривания, которым посвящена настоящая статья.

Возможность приложения формационного анализа применительно к бокситовым накоплениям была рассмотрена Г. И. Бушинским (1964). Термин «формация коры выветривания» Г. И. Бушинским не разбирался, тем не менее его взгляды на бокситоносную формацию представляют немаловажный интерес и с точки зрения рассматриваемого нами вопроса.

Г. И. Бушинский ввел понятие «бокситового формационного комплекса» (или бокситового генетического комплекса отложений), включающего бокситы, подстилающие и перекрывающие их породы, кору выветривания, явившуюся поставщиком высокоглиноземистого материала бокситов и материнские для этой коры выветривания породы. При этом породы, подстилающие бокситы, могут быть материнскими для формирующейся латеритной коры выветривания, или же в основании бокситов могут залегать совершенно другие отложения, и залежи бокситов существенно (на расстояние нескольких и даже 7—8 км) отдалены от материнских пород.

Нетрудно заметить, что в последнем случае в формационном комплексе Г. И. Бушинского могут быть выделены два подразделения. Одно связано с накоплением бокситового материала (бокситы в совокупности с подстилающими и перекрывающими их породами), другое — с его выделением (кора выветривания и ее субстрат). Если первое из подразделений близко к осадочным формациям, то второе, несомненно, — к формациям коры выветривания.

Г. И. Бушинский рекомендовал использовать метод выделения подобных формационных комплексов для изучения и других месторождений коры выветривания (россыпных, железных, никелевых), в том числе элювиальных.

Как видно из изложенного, между взглядами В. П. Казаринова и И. И. Гинзбурга имеются определенные различия.

В. П. Казаринов выделял формации кор выветривания в общем генетическом плане безотносительно к их конкретному содержанию, как совокупность всех остаточных и переотложенных продуктов выветривания, отвечающих определенной эпохе выветривания. У И. И. Гинзбурга в основу классификации (бокситоносные, каолиновые и т. п.) был положен конкретный состав формаций, а не принадлежность к той или иной эпохе

выветривания, как это принималось В. П. Казариновым. И. И. Гинзбург, далее, ограничил сферу распространения переотложенного материала, включаемого им в формацию коры выветривания. Лишь материал, не испытывавший существенной переработки и многократного переотложения, по И. И. Гинзбургу, может быть включен в формацию коры выветривания, в то время как у В. П. Казаринова ограничений такого рода не было, и в формацию коры выветривания включались все аккумулятивные накопления Б. Б. Польшова, т. е. все продукты глубокого химического выветривания независимо от дальности и характера их переноса.

Наконец, Г. И. Бушинский, рассматривая бокситоносный формационный комплекс, включил в него не только кору выветривания, но и материнские породы. Учет последних представляется весьма существенным и при выделении формации коры выветривания.

Нами объем формаций кор выветривания и их номенклатура понимаются, в общем, в соответствии со взглядами И. И. Гинзбурга. Лишь некоторые стороны выделения формаций кор выветривания, как нам представляется, нуждаются в уточнении. Так, способ переотложения продуктов выветривания, строго говоря, не имеет значения для суждения о возможности включения их в состав формации коры выветривания. Мы, по-видимому, ошибочно не относили к формации коры выветривания комплекс галечных фосфоритов Флориды, в состав которого входят выветрелые фосфатсодержащие породы формации Хоторн, непосредственно перекрытые также фосфатоносными продуктами переработки их в морских условиях (формация Боун Велли; Занин, 1969).

Для выделения и определения формаций кор выветривания имеет первостепенное значение и обязательно должен учитываться состав материнских пород. То же относится и к вмещающим породам, в которых развиты карстовые полости, трещины, зоны разломов и т. п., заполненные продуктами выветривания, образующими формацию коры выветривания. При этом сами материнские породы часто являются и вмещающими. Конкретные типы фосфатоносных формаций кор выветривания выделяются с учетом отмеченных факторов по особенностям их вещественного состава, а также морфологии отвечающих им тел.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ФОРМАЦИИ ФОСФАТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Как видно из изложенного, фосфатоносная формация коры выветривания определяется: 1) субстратом, под которым понимаются материнские породы, а также породы, вмещающие фосфатные продукты выветривания; 2) характером залегания выветрелых фосфатсодержащих продуктов; 3) химико-минералогическими и текстурно-структурными особенностями фосфатов.

Лишь перечисленные элементы приняты необходимыми и достаточными для выделения фосфатоносных формаций кор выветривания.

Материнские и вмещающие породы. Состав материнских пород является важнейшим компонентом, характеризующим фосфатоносную фор-

мацию коры выветривания. Часто уже он определяет, следует ли рассматривать данную формацию коры выветривания в качестве перспективной. В роли субстрата фосфатоносных формаций кор выветривания выступают все основные группы пород — магматические, метаморфические и осадочные. Нередко субстрат имеет сложное строение, и в его состав входят породы различных групп.

Магматические породы. Фосфатоносные формации кор выветривания связаны с массивными полнокристаллическими породами (карбонатиты и алюмосиликатные породы), скрытокристаллическими, а также гидротермально-пневматолитовыми, жильными.

Важнейшими в этой группе являются формации, связанные с карбонатитами. Содержание апатита в карбонатитах уже само по себе представляет интерес — 5—6%, а иногда и выше. Тем более важны в промышленном отношении коры выветривания карбонатитов. Апатит устойчивее к процессам выветривания по сравнению с карбонатами и в процессе выноса карбонатных продуктов накапливается. Именно с относительной неустойчивостью карбонатного материала в зоне гипергенеза связано широкое развитие кор выветривания на массивах карбонатитов (Кольский полуостров, Сибирь, Казахстан, Уганда, Бразилия, США). Повышенная, а иногда весьма высокая концентрация апатита в коре выветривания карбонатитов в сочетании с нередко встречающейся значительной мощностью кор выветривания делает эти образования ценным промышленным сырьем. Разрабатываются, в частности, апатиты формаций кор выветривания массива Сукулу (Уганда) и некоторых других.

Материнскими для формаций кор выветривания полнокристаллических алюмосиликатных пород часто являются габбро, нефелиновые сиениты, пироксениты. Обычно более низкое содержание фосфора и слабый вынос в растворах продуктов выветривания алюмосиликатных пород приводят к меньшей фосфатности их кор выветривания относительно кор выветривания карбонатитов.

Из числа фосфатопроявлений этой группы формаций следует указать Стремгородское месторождение на Украине, связанное с габбро, фосфатопроявления в корах выветривания Красномайского, Барчинского и других массивов пироксенитов в Казахстане и т. д. Имеют промышленное значение фосфориты, связанные с переотложением фосфата при выветривании нефелиновых сиенитов массива Серроте (Бразилия). Переотложение фосфатов в связи с выветриванием нефелиновых сиенитов Хибин описано М. Д. Дорфманом (1962). Мелкие фосфатопроявления, связанные с формацией коры выветривания полнокристаллических массивных магматических пород, описаны в различных районах.

В целом, однако, ценность этой группы формаций должна быть признана в настоящее время невысокой, хотя ее значение в связи с наблюдающейся тенденцией к использованию все более низких по качеству апатитовых руд будет, несомненно, возрастать.

Фосфатоносные формации кор выветривания скрытокристаллических пород почти никогда не имеют промышленного значения. Единственным эксплуатировавшимся объектом среди них являлись фосфориты Нассау

(ФРГ), источником фосфора которых принято считать шальштейн девонского возраста. Залежи фосфоритов здесь невелики, и последние несколько десятилетий не эксплуатируются. В нашей стране с формацией коры выветривания скрытокристаллических магматических пород связаны фосфатопоявления свиты мтавари (Западная Грузия). Гипергенный генезис фосфоритов, связанных с базальтоидами свиты мтавари, был детально обоснован Г. С. Дзоценидзе (1954). Фосфориты эти не образуют сколько-нибудь значительных залежей и наблюдаются в виде гнезд и прожилков ограниченных размеров. Для нас остались неясными аргументы Н. Г. Бродской и М. Н. Ильинской (1968), относящих генезис этих фосфатов к «наиболее поздней стадии поствулканических изменений» (стр. 218). Промышленного значения эти фосфориты не имеют.

Фосфатоносные проявления, связанные с выветриванием гидротермально-пневматолитовых пород, пегматитовых жил и т. д., большей частью имеют характер минералогических проявлений, и не всегда можно говорить здесь о формации коры выветривания или о коре выветривания вообще.

В. П. Покровским и Н. А. Григорьевым (1963) изучены гипергенные фосфаты в верхах коры выветривания грейзенизированных пород гидротермально-пневматолитовой зоны на Среднем Урале. Также из выветрелой зоны грейзенизированных пород известны некоторые алюмофосфатные минералы на месторождении Кестер (Северо-Восток СССР).

Указания о нахождении гипергенных фосфатных минералов в пегматитовых жилах весьма широки, и здесь нет возможности их перечислить. Они отмечены, в частности, в пегматитах Туркестанского хребта (Беус, 1951), Южного Урала (Эшкин, Руденко, Баklangова, 1967), в докембрийских пегматитах района Сапукайя в Бразилии (Joаoda, 1965), в пегматитах Западной Моравии (Novotny, Stanek, 1953), Сибири (Гарновский, Кашаева, 1968; Тимченко, 1962). Список этот может быть продолжен.

Есть предположение, что с процессами выветривания связано формирование эксплуатирующихся залежей фосфоритов области Кацерас (Эстрамадура, Испания), приуроченных к жилам в гранитах (Estudio., 1966; Смирнов, 1970). Действительно, имеющиеся в нашей коллекции образцы фосфоритов Эстрамадуры весьма близки петрографически к фосфоритам формации коры выветривания некоторых месторождений нашей страны. Если это так, фосфориты Эстрамадуры являются единственным примером промышленной эксплуатации кальциевых фосфатов, связанных с выветриванием жильных пород.

Метаморфические породы. Фосфатоносные формации кор выветривания, приуроченные к метаморфическим породам, могут быть разделены на два типа, один из которых отвечает карбонатным метаморфическим породам, второй — алюмосиликатным.

Пример первого типа — формация коры выветривания месторождения Мау-Кок во Вьетнаме. Материнскими являются здесь метаморфические карбонатно-апатитовые породы так называемого рудного горизонта. Для коры выветривания характерна весьма высокая фосфатоносность (среднее содержание P_2O_5 несколько превышает 38%).

С формацией коры выветривания алюмосиликатных метаморфических пород связано фосфатопроявление Словечанского участка Житомирской области. Здесь диабазы збраньковской свиты верхнего протерозоя оверчуской эффузивно-осадочной серии в результате динамометаморфизма превращены в хлоритово-серицитовые и эпидот-хлоритовые сланцы. Содержание фосфора в сформированной по сланцам каолиновой коре выветривания не превышает в среднем первых процентов; промышленного значения этот объект не имеет.

Осадочные породы. Формации фосфатоносных кор выветривания, связанных с осадочными породами, имеют крупнейшее промышленное значение. В эту группу входит целый ряд месторождений, обладающих крупными запасами фосфатных руд, эксплуатация которых занимает видное место в мировой добыче.

Три фактора предопределяют ценность фосфатоносных осадочных пород в качестве исходного материала формаций фосфатоносных кор выветривания: их состав, содержание фосфора и характер фосфатизации. Первично-фосфатоносными обычно являются карбонатные породы, реже — породы другого состава, поэтому соотношение карбонатных и терригенных пород в составе материнской толщи во многом определяет промышленное значение формирующейся по ней фосфатоносной формации коры выветривания. Все относительно богатые месторождения этой группы со средним содержанием P_2O_5 по крайней мере свыше 20% приурочены к карбонатным породам с подчиненным участием терригенных компонентов (так называемые твердые фосфориты Флориды, бурые фосфориты Теннесси, фосфориты Ашинского месторождения Южного Урала, основной залежи участка Большой Обладжан Обладжанского месторождения и т. д.). Более бедными обычно являются вторичные фосфориты залежей, для которых в качестве материнских выступали карбонатно-кремнистые породы (Сарминское месторождение в Прибайкалье) или карбонатно-сланцевые (участок Большие Джебарты Сейбинского месторождения в Восточном Саяне).

Содержание фосфора является вторым важным компонентом, характеризующим материнские породы. Однако без учета других факторов самостоятельное значение этого компонента относительно невелико. В чисто карбонатных толщах фосфор даже при низком его содержании в материнских породах может образовывать промышленные концентрации, в то время как при неблагоприятном составе пород субстрата более высокие первичные содержания фосфора к формированию богатых залежей не приводят.

Наконец, следует остановиться на значении характера распределения фосфатного материала в первичных осадочных породах. Здесь может наблюдаться рассеянная фосфатизация дисперсного фосфатного материала, приводящая при высоком его содержании к формированию линзовидных или пластовых фосфоритов, или же фосфатизация материнских пород, связанная с зернистыми фосфоритами. В первом случае в составе формации коры выветривания фосфат часто рассеян среди терригенного материала, и обогащение его требует существенных затрат. Во втором фосфоритовые зерна (галька) могут без существенных изменений (лишь не-

сколькo обогащаясь фосфором) переходить и в выветрелый материал. Обогащение таких руд в процессе экслюатации не представляет существенных трудностей, и даже при более низком содержании фосфора, чем в первом случае, они являются первосортной рудой. При более интенсивном выветривании, однако, фосфат зернистых фосфоритов может также переходить в раствор и переосаждаться. Так, зернистые фосфориты формации Хотори (Флорида) явились материнскими для зернистых («галечных») фосфоритов формации Боун Велли и так называемых твердых фосфоритов смежной области, фосфатный материал которых претерпел перерастворение. Хотя среднее содержание фосфора в твердых фосфоритах выше, чем в фосфатных породах формации Боун Велли, зернистые фосфориты последней энергично эксплуатируются, а более богатые твердые фосфориты практически не разрабатываются. С осадочными породами связан также целый ряд фосфатоносных кор выветривания, не имеющих промышленного значения и здесь не рассматривающихся.

Субстрат сложного состава выделяется в тех случаях, когда процесс выветривания захватывает различные по составу образования, и выветрелые продукты их образуют единое тело или комплекс. В качестве сложного субстрата нередко выделяются осадочные и магматические породы. Так, на Телекском месторождении (Восточный Саян) выветриванию подвергнуты наряду с карбонатными породами дайки интрузивных тел (диоритов, диорит-порфиров и др.) и покровы эффузивов (Утяшев, Жуковский, 1968), на месторождении Нассау (ФРГ) одновременно выветривались карбонатные породы и шальштейн (Kegel, 1923). В качестве сложного субстрата должно рассматриваться гуано в комплексе с близлежащими породами, подвергающимися выветриванию.

Характер залегания выветрелых фосфатсодержащих продуктов. Могут быть выделены следующие группы форм залегания фосфатсодержащих продуктов формаций кор выветривания: плащевидные (покровные); в карстовых полостях различного рода; пластовые и пластообразные; изолированные образования, не связанные с карстом; выполнения линейных трещин, зон разломов и т. д.

Плащевидные (покровные) фосфатсодержащие залежи весьма обычны для элювиальных и слегка перемещенных продуктов выветривания и наблюдаются часто. Мощность их в значительной степени зависит от состава пород субстрата и изменяется от нескольких до первых десятков метров для алюмосиликатных пород и до 80—100 для карбонатных. Плащевидные коры выветривания обычны для магматических пород как коры выветривания карбонатитов, остаточные или в части своей переотложенные (месторождения Сибири, Африки и др.); плащевидный характер имеет остаточная каолиновая кора выветривания габбро Стремигородского месторождения и т. д.

Плащевидными являются многие залежи, связанные с выветриванием первично-фосфатоносных осадочных карбонатных пород, как, например, покровные залежи бурых фосфоритов Теннесси, отдельные залежи месторождений Сибири, связанные с осадочными породами, и т. д. Тем не менее для фосфатоносных формаций кор выветривания осадочных пород залежи этого типа менее характерны, чем для массивных магматических.

Залежи в карстовых полостях весьма характерны для фосфатоносных формаций кор выветривания, формируемых по осадочным карбонатным породам. Именно в карстовых полостях концентрируется основная масса фосфата месторождений этой группы, среди которых имеются такие крупные, как твердые фосфориты Флориды. К этому типу относится большинство месторождений, связанных с осадочными породами, в Сибири, на Урале и в ряде других районов.

Типично карстовыми является большинство залежей кальциевых фосфатов на океанических островах.

Формы залежей карстовых фосфоритов весьма разнообразны. Это могут быть заполнения карстовых котловин (наиболее обычная форма континентальных залежей), воронок, рвов, пещер. Фосфоритовые залежи океанических островов приурочены к карровым полям. Мощности залежей карстовых фосфоритов самые различные и могут достигать 100 м и более. На месторождениях со сложным карбонатным и алюмосиликатным субстратом встречаются контактово-карстовые залежи.

Пластовые залежи в пределах формаций кор выветривания являются, вообще говоря, нормально-осадочными образованиями. Могут быть выделены два их типа. В одном случае эти залежи соответствуют первично-осадочным телам, форма и границы которых не были существенно преобразованы в процессе выветривания. Такими являются пластовые фосфориты формации коры выветривания месторождения Мау-Кок, где процессы выветривания, как и прошедшего ранее метаморфизма, не смогли затушевать особенностей нормально-осадочного строения продуктивной толщи, в частности, наличия здесь нескольких горизонтов пород различного первичного состава. В других случаях пластовыми являются уже переотложенные продукты выветривания, перекрывающие остаточную кору выветривания и материнские породы. Такой случай мы имеем в области галечных фосфоритов Флориды, где нормально-осадочная мелководно-морская фосфатоносная формация Боун Велли перекрывает свежие и выветрелые породы формации Хоторн.

Формации кор выветривания, переотложенный материал которых представляет морской осадок, залегающий на материнских породах, являются, по-видимому, довольно редкими. Большой частью источник фосфата и область его морской седиментации были разобщены.

Следует сказать также, что большинство пластовых тел осадочных фосфоритов несет следы гипергенных воздействий и число примеров, хотя, быть может, не столь ярких, как на месторождении Мау-Кок, может быть продолжено. Глубоко преобразованными, в частности, являются в приповерхностных зонах некоторые участки залежей платформенных желваковых фосфоритов Егорьевского и Кимовского месторождений Русской платформы, отчасти ракушняковых фосфоритов месторождения Кингисеппи (Ленинградская область) и т. д.

К пластовым залежам примыкают пластообразные. К этому типу мы относим залежи вторичных фосфоритов, развитые на выходах пластов первичных фосфоритов, интенсивно переработанных гипергенными процессами. Первичная форма пластов искажена, но присущая им линейность сохраняется. Такими являются, в частности, некоторые залежи

фосфоритов месторождений Сары-Сай (Казахстан) и Тамалык (Кузнецкий Алатау).

Изолированные образования, не связанные с карстом, формируются при выветривании магматических пород обычно в тех случаях, когда в различных местах материнской толщи наблюдаются сконцентрированные небольшими пятнами фосфатные продукты выветривания, в частности, рассмотренные выше фосфоритовые гнезда и линзы свиты мтавари.

Образования, выполняющие линейные трещины, зоны разломов, в тех случаях, когда они являются самостоятельным типом накопления фосфатного материала, встречаются нечасто. Примером их служат вторичные фосфаты в зоне разлома (надвига) на месторождении Джаны-Тас фосфоритоносного бассейна Кара-Тау. Плоскость надвига местами проходит здесь в непосредственном контакте с крутопадающим пластом первичных фосфоритов. Зона разлома явилась проводником растворов, выносивших фосфорный материал и переоткладывавших его в пределах этой зоны в виде типичных гипергенных фосфоритов. Такие вторичные фосфориты различного облика (натечные, брекчиевые, метасоматические) встречаются в зоне разлома в большом количестве.

Заполнение тектонических трещин вторичным фосфатом, связанным с растворением апатита, отмечается для массива нефелиновых сиенитов Хибин (Дорфман, 1962). В зоне разлома формировались гипергенные редкоземельные фосфаты в районе Валли, штат Айдахо, США (Adams, 1968). В Польше (Нижняя Силезия) описаны фосфаты в трещинах базальтов в Загребна Турна, близ Любани (Szpila, 1966). Считается, что эти фосфаты не связаны с выветриванием и являются следствием поствулканических процессов. Однако их облик таков же, как и вторичных фосфоритов формации кор выветривания, и не исключено, что они относятся к этой группе.

Химико-минералогические и структурные особенности фосфатов. Минералогический состав фосфатов, образование которых связано с процессами выветривания, в высшей степени разнообразен. Он включает такие наиболее распространенные группы, как кальциевые фосфаты, алюмокальциевые и алюмофосфаты, железистые фосфаты и многочисленные фосфаты иного состава — сульфофосфаты, марганефосфаты, фосфаты магния, меди, цинка, свинца и т. д. Остановимся кратко лишь на трех первых группах минералов, наиболее обычных для фосфатоносных формаций кор выветривания.

Кальциевые фосфаты являются абсолютно преобладающим и единственным промышленным объектом большинства фосфатоносных формаций кор выветривания. Они могут быть представлены как апатитом, так и фосфоритом. При этом структурная форма минерала (является он апатитом или фосфоритом), а также структурно-петрографическая характеристика самого фосфорита оказывают важное влияние на экономическую ценность формаций кор выветривания.

Наиболее интересными для обогащения и получения высококачественного концентрата являются апатиты и зернистые фосфориты, не претерпевшие существенных изменений в процессе выветривания. Так, при содержании пятиоксида фосфора порядка 15% в апатитовой и фосфорито-

во-зернистой руде последняя представляет собой уже высококачественное сырье, позволяющее получать при обогащении богатый концентрат (30% и более P_2O_5). В то же время фосфориты с рассеянной фосфатизацией при подобном содержании фосфора рассматриваются как весьма бедные и не эксплуатируются.

Апатит как промышленный минерал в коре выветривания и продуктах ее перетотложения связан с полнокристаллическими магматическими и метаморфическими породами. В некоторых случаях, однако, и при выветривании апатитсодержащих пород в продуктах выветривания наряду с апатитом встречается и фосфорит. Преобладают в фосфатоносных формациях кор выветривания все же фосфориты. Минералогически это почти исключительно франколиты (фторгидроксилкарбонатапатиты) с различным содержанием углерода и переменным соотношением фтора и гидроксила.

Алюмофосфаты и алюмокальциевые фосфаты в фосфатоносных формациях кор выветривания встречаются довольно часто. Они могут образовывать как включения или гнезда среди кальциевых фосфатов, так и самостоятельные залежи. Эти минералы трудно растворимы и непосредственно в качестве удобрений могут использоваться лишь на некоторых весьма кислых почвах тропического пояса. Во всех же других случаях эти фосфаты требуют переработки. В настоящее время эксплуатируется лишь одно месторождение алюмофосфатов — Тиес (Сенегал).

Минералогически алюмофосфатные и алюмокальциевые фосфатные руды слагаются преимущественно вавелитом, крадаллитом и варисцитом, которым могут сопутствовать миллит, бирюза и другие минералы, обычно встречающиеся в подчиненном количестве. Фосфатоносные формации коры выветривания, ведущими минералами которых являются алюмофосфаты и алюмокальциевые фосфаты, известны в Америке, Африке, Австралии и в областях развития островных фосфоритов. Проявления их имеются в ряде районов нашей страны.

Железистые фосфаты, как и фосфаты предыдущей группы, нередко входят в состав формаций фосфатоносных кор выветривания. Образуются они в разнообразных обстановках — в зонах выветривания первичных пластовых платформенных фосфоритов, которым сопутствуют окислы железа (Егорьевское и Кимовское месторождения), при выветривании вулканогенно-эффузивного материала, как это имеет место, в частности, в коре выветривания пород эвенской серии, представленной липарито-дацитами, туфами и туфобрекчиями, в одном из районов Северо-Востока СССР (Гурин, 1966).

Гипергенные фосфаты железа часто формируются при выветривании первичных фосфатных минералов пегматитовых жил. Наконец, железистые фосфаты представляют весьма обычный продукт формаций кор выветривания изверженных пород многих океанических островов, образуясь при взаимодействии продуктов выветривания алюмосиликатных пород с фосфатом гуано.

Минералогический состав железистых фосфатов формаций кор выветривания разнообразен. Островные железистые фосфаты представлены преимущественно баррандитом и штрэнгитом. При выветривании фосфато-

носных железосодержащих осадочных пород чаще формируются дюфре-нит, бераунит, вивианит, рокбриджит, дельвоксит.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ФОСФАТОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Классифицируя формации по составу основной массы входящего в них фосфатного материала с учетом особенностей субстрата и характера залегания выветрелых продуктов, можно, кроме того, разделить их по промышленной значимости.

А. Достигающие промышленных значений:

1. Апатитоносные по карбонатитам с плащевидным типом залежей.
2. Апатитоносные по метаморфическим карбонатным породам с пластовым типом залежей.
3. Фосфоритоносные по магматическим алюмосиликатным породам с плащевидной (?) формой залежей.
4. Фосфоритоносные по осадочным карбонатным породам с пластовым типом залежей.
5. Фосфоритоносные по осадочным карбонатным породам с карстовым, иногда плащевидным типом залежей.
6. Фосфоритоносные по комплексу осадочных и магматических пород с карстовым типом залежей.
7. Фосфоритоносные по комплексу осадочных пород и гуано с карстовым типом залежей.
8. Фосфоритоносные по изверженным породам с жильным типом залежей (?).
9. Алюмофосфатные по осадочным породам с пластовым и плащевидным типом залежей.

Б. Не имеющие в настоящее время промышленного значения в связи с малыми запасами фосфатов в отдельных объектах, низким содержанием фосфата или неразработанностью технологии переработки сырья; рассматриваются как потенциально промышленные:

1. Апатитоносные по магматическим алюмосиликатным породам с плащевидной формой залежей.
2. Фосфоритоносные по карбонатитам.
3. Фосфоритоносные по осадочным терригенным породам с пластовым типом залежей.
4. Фосфоритоносные по осадочным карбонатно-кремнистым и карбонатно-алюмосиликатным породам с карстовым типом залежей.
5. Железофосфатные и алюможелезофосфатные по магматическим породам (главным образом островные в связи с гуано).
6. Железофосфатные по осадочным породам (?).

В. Проявления, не имеющие промышленной ценности, которые не могут, по-видимому, образовывать объектов, экономически интересных как источник кальциевых фосфатов:

Фосфоритоносные по осадочным и магматическим породам с концентрацией фосфора по трещинам и узким зонам разломов.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А. Новые фосфаты из негматитов Туркестанского хребта.— Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 3, 1951.
- Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. Фосфатонакопление в вулканических областях.— В кн. «Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. II. М., «Наука», 1968.
- Бушинский Г. И. О некоторых вопросах геологии бокситов.— В сб. «Вопросы геологии и геохимии бокситов». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 103. М., «Наука», 1964.
- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификации.— В сб. «Региональное газвитие кор выветривания в СССР», кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гурин Г. Ф. О виваните из коры выветривания северной части Манжинского горста.— В сб. «Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», вып. 19. Магадан, 1966.
- Дзоценидзе Г. С. Об одном случае миграции фосфата кальция в фосфоритовом месторождении.— Сообщ. АН ГрузССР, 15, № 10, 1954.
- Дорфман М. Д. Минералогия негматитов и зон выветривания в ийолит-уртитях горы Юкспор Хибинского массива. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Занин Ю. Н. Геология фосфатосных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. М., «Наука», 1969.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостехиздат, 1958.
- Покровский П. В., Григорьев Н. А. Крандаллит из гидротермально-пневматолитовой зоны на Среднем Урале.— Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 92, вып. 5, 1963.
- Полынов Б. В. Кора выветривания. Л.— М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Смирнов А. И. Хемогенная теория формирования фосфоритов.— Тезисы докл. к семинару «Условия образования геосинклиналиных фосфоритов». Кара-Тау, 1970.
- Тарновский Г. Н., Кашаева Г. М. Первая находка митридатита в негматитах СССР.— Докл. АН СССР, т. 183, № 6, 1968.
- Тимченко Т. И. Процессы изменения трифлина из негматитов Сибири.— Тр. Минер. музея им. А. Е. Ферсмана, вып. 13, 1962.
- Утяшев Г. М., Жуковский Б. М. Телекское месторождение фосфоритов в Восточном Саяне.— В сб. «Закономерности размещения главнейших осадочных полезных ископаемых Сибири. Фосфатное сырье». Матер. совещ. по геологии и генезису фосфоритов, Новокузнецк, май, 1967 г. Новосибирск, 1968.
- Эшкин В. Ю., Руденко С. А., Бакланова Т. А. Чёрцит из негматитовых жил Южного Урала.— Зап. Всес. минер. об-ва, т. 96, № 6, 1967.
- Яншин А. Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIX (5), 1964.
- Яншин А. Л. Проблема поиска в Сибири сырья для производства минеральных удобрений.— Геология и геофизика, № 4, 1970.
- Adams J. M. Rabdophane from a rare-earth occurrence, Valley County, Idaho. Geol. Survey Profess. paper, № 600-B, 1968.
- Estudio de los criaderos de Fosfatos de la parte centr-ooccidental de la Provincia de Caceras. Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero de España, № 66, 1962.
- João da R. H. Nota sobre os fosfatos de sapucaia.— An. Acad. brasil. ciênc, 37, № 3—4, 1965.
- Kegel W. Die Phosphoritlagertätten in Nassau, Jahrb. Preussischen Geol. Landsanst. für Jahr, 1922, 43. Berlin, 1923.
- Novotný M., Staněk J. Nový minerál fosforečan cyrilovit. Práce Moravskoslezské akad. ved. přírod., 25, № 279—297, 1953.
- Szpila K. Arch. mineral., 26, № 1—2, 1965 (1966).

Е. П. АКУЛЬШИНА,
А. В. ИВАНОВСКАЯ, Ю. П. КАЗАНСКИЙ

ОБ УСЛОВИЯХ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

Своеобразие условий осадконакопления в позднем докембрии отмечалось неоднократно (Сидоренко, 1963; Страхов, 1963, и др.). Этот этап седиментации, охватывающий около 1000 млн. лет, являлся своего рода переходным периодом, преддверием к более активному вмешательству в осадочный процесс живых организмов. Это, а также сравнительно небольшие масштабы вторичных изменений, позволяющие достаточно полно восстановить условия древнего осадконакопления, делает отложения позднего докембрия одним из первоочередных седиментологических объектов. В настоящей статье авторы рассматривают только собственно осадочную сторону проблемы (выветривание, условия осадконакопления), считая выяснение роли вулканизма в этом процессе специальным вопросом. Таким образом, в статье сделана попытка дать краткий обзор степени изученности условий осадконакопления для позднего докембрия, а также показать сходство и различие этих обстановок и условий седиментации более поздних геологических эпох.

Доказательством существования химического выветривания в позднем докембрии служат сохранившиеся остатки элювия и многочисленные переотложенные продукты. Продукты изменения магматических метаморфических и древних осадочных пород, сохранившиеся на месте, представлены горизонтами дресвы, гидрослюдистых и каолинитовых глинистых пород или продуктов их метаморфизма (Писарчик, 1952; Бессолицин, 1963; Чайка, 1967; Williams, 1968; Казаринов и др., 1969). Изучение химизма продуктов выветривания некоторых кислых и щелочных магматических пород показало, что в процессе изменения происходит вынос натрия, кальция, кремнезема, магния, а при формировании каолинитовой зоны — калия (Смирнов, 1968; Мац и др., 1969).

Судя по химическому составу глинистой части различных петрографических типов пород докембрийского и кембрийского возрастов (табл. 1), они находились в сходных условиях выветривания, протекавшего на суше в кембрии и верхнем докембрии.

В переотложенных продуктах также преобладает материал кор кислого типа выветривания: кварцевые песчаные породы с каолинитом, гид-

рослюдистые, каолинитовые, пиррофиллитовые аргиллиты и сланцы, железные руды с большим количеством первичного окисного материала. Переотложенные продукты такого типа выветривания, например, составляют нижнюю часть лахандинской свиты бассейна р. Маи. Они содержат свободный глинозем, окислы железа, причем каолинит преобладает среди глинистых минералов (Акульшина и др., 1969). Встречающиеся в отложениях позднего докембрия монтмориллониты обычно связаны с изменениями вулканического материала (Яшкин, 1967).

Характер выветривания в позднедокембрийское время, как и позднее, определялся благоприятным сочетанием факторов, влияющих на изменение горных пород в условиях земной поверхности: состав атмосферы, морфология суши, климат, состав органического мира. О составе атмосферы конца докембрия существуют различные мнения (Urey, 1952; Rubey, 1955; Poldervaart, 1955; Соколов, 1957; Ронов, 1959; Виноградов, 1964, и др.). Для проверки этих взглядов по методике, описанной ранее, из среднепериферийских кремнистых отложений Туруханского района (Восточная Сибирь) были определены газы включений (Казанский и др., 1969). В них установлены азот, углекислый газ и кислород. H_2S , SO_2 , NH_3 , HCl , HF , тяжелые углеводороды, CO и H_2 отсутствуют. Отношение N_2/O_2 колеблется от 2,62 до 5,35, т. е. от значений, близких к характерным для современной атмосферы, до существующих у газов, растворенных в современной морской воде.

Таблица 1

Среднее содержание макрокомпонентов в глинистой части пород Игарекого, Туруханского и Учуро-Майского районов

Возраст	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	Fe_2O_3	Na_2O	K_2O	Число-анализов
Стм	64,16	14,04	0,79	0,65	4,74	5,40	1,16	3,99	300
Рсм	63,47	14,73	0,93	0,96	4,16	6,22	1,90	2,66	200

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Н. В. Арнаутова.

Эти определения свидетельствуют о значительной роли углекислого газа и кислорода в докембрийской атмосфере, возраст которой определяется в 800—1000 млн. лет. Происхождение азота и углекислого газа может быть как глубинное, так и атмосферное. Однако если учесть состав реликтовых растворов, определенный для этих же кремнистых пород и показывающий значительное участие в термальных растворах вод морского происхождения, то есть все основания считать, что большая часть азота и углекислого газа имеет атмосферное происхождение.

Присутствие значительных количеств углекислого газа могло существенно влиять на характер выветривания, способствуя образованию преимущественно гидрослюд, что подтверждается экспериментальными исследованиями (Gruner, Hawkins, Roy, 1963).

Для позднего докембрия главным образом характерен устойчивый тектонический режим, сохранявший продолжительное время очертания областей размыва и осадконакопления. Платформы, на которых происходило выветривание, имели высокий гипсометрический уровень областей размыва (Херасков, 1964; Келлер и др., 1968). Вероятно, в геосинклинальных областях также существовали участки, подвергавшиеся выветриванию (Яншин, 1966). По ландшафтному типу области размыва представляли собой «примитивно-пустынные зоны» (Перельман, 1966), среди которых по степени расчлененности обособлялись равнинные, платообразные и горные участки. По количеству атмосферных осадков они подразделялись на сухие и влажные. Платообразные поднятия с влажным климатом были наиболее благоприятными для формирования кор выветривания. Широкое развитие влажных платообразных «пустынь» доказывается повсеместным распространением переотложенных продуктов выветривания не только в платформенных областях, но и в зонах переходов платформ в геосинклинальные участки.

Вопрос о тепловом режиме на поверхности Земли в позднем докембрии практически остается открытым. Верхний предел ограничивается замерами температур гомогенизации в кварцах рифейских гейзеритов, где он определен в 70°C (Казанский и др., 1968). О нижнем уровне можно судить по следам оледенений, отмеченных в отложениях позднего докембрия различных районов СССР, Южной Африки, Китая, Скандинавии, Австралии и Северной Америки (Чураков, 1938; Naughton, 1961; Лунгергаузен, 1963; Harland, Rudwick, 1964; Fiala, 1965; Чумаков, 1968; Салон, 1968, и др.). Косвенными доказательствами близости температурного режима в позднем докембрии к современному являются экспериментальные работы по получению карбонатов. Они показали, что кальцит и протодоломит образуются при температурах ниже 25°C . При более высоких температурах в осадок выпадает арагонит.

Органический мир позднего докембрия, который был представлен в основном водорослями и бактериями, участвовал в выветривании следующим образом: водоросли в результате фотосинтеза сокращали количество углекислого газа и увеличивали содержание кислорода, простейшие организмы (бактерии и др.) разрушали минералы, как это наблюдается в областях нивального климата в настоящее время. Все эти группы организмов способны растворять и извлекать многие элементы из силикатов (Duff и др., 1963; Henderson, Duff, 1963; Парфенова, Ярилова, 1966). Особенно велика их роль при извлечении калия.

Проведенные определения физико-химических условий выветривания на суше по глинистой составляющей пород показали, что в докембрии в Игарском (излучинская, чернореченская свиты) и Учуро-Майском (лахандинская, цинандинская, малгинская свиты) районах имели место гумидные климатические условия. Лишь в конце омнинского времени в Учуро-Майском районе выявляются аридные условия.

Следовательно, несмотря на пустынный характер ландшафтов позднего докембрия, приподнятые платообразные участки, влажный, в какой-то мере теплый климат, повышенные количества кислорода и углекислого газа в атмосфере, организмы, разрушающие силикаты, — все это способст-

вовало широкому формированию на континентах того времени продуктов выветривания преимущественно кислого типа. Обстановка такого выветривания в какой-то мере, как показали И. Кейли и др. (Cawley и др., 1969), могла наполнять обстановку, наблюдаемую в настоящее время в Центральной Исландии, отличаясь, вероятно, только более высокими температурами.

Континентальные отложения позднего докембрия известны на ограниченных площадях. Они могут быть подразделены на четыре группы: 1) делювиально-пролювиальные, 2) пролювиально-аллювиально-озерные, 3) золотые и 4) ледниковые.

Осадки делювиального и пролювиального происхождения сохранились вблизи областей размывов и в районах вулканической деятельности. В первом случае это обычно продукты переотложения выветрелого материала, приуроченные к депрессионным формам рельефа. На Сибирской платформе Л. П. Смирнов (1968) описал брекчии и глыбовые конгломераты в основании нижнего рифея. Они состоят из угловатых и слабоокатанных обломков выветрелых пород фундамента и цементируются кварцево-глинистым ожелезненным материалом. Осадки, испытавшие более значительное перемещение по склону, установил Г. Вильямс (Williams, 1966) в основании торридонских отложений Шотландии. Им выделены два типа залегающих на неровной размывтой поверхности коры выветривания метаморфических пород: 1) конгломераты, полевошпатовые гравелиты и аркозы с крупными глыбами и 2) пластообразные галечные конгломераты, гравелиты и аркозы. Эти породы выполняют каналобразные впадины и имеют непостоянную мощность.

Продукты перемещения по склону наземных вулканов известны на северо-западной окраине Сибирской платформы. По данным Г. Г. Гелецяна (1970), в верхней части игарской свиты распространены лапиллиевые, агломератовые туфобрекчии, кристаллокластические туфы, туффиты и красно-бурые кварцевые метасоматические породы. Присутствие в туфобрекчиях сплюснутых и расщепленных по краям вулканических бомб, достигающих в диаметре 2—3 м, однородный состав обломков могут указывать на наземный характер извержений.

Отложения пролювиально-аллювиально-озерного типа, известные на территории СССР, в Индии, Шотландии, США и других районах, образуют сравнительно узкие полосы, разделяющие области размыва и зоны морского осадконакопления. В наиболее детально изученных участках распространения этих отложений удается установить на склонах пластообразных возвышенностей следы древних сравнительно небольших речных долин, переходящих в конуса выноса обломочного материала, окаймляющие области размыва (Салоп, 1964; Williams, 1968, и др.). В случаях, когда можно проследить зоны распространения аллювиальных отложений до береговой морской линии, иногда устанавливаются мелкие дельты. Прослой глинистых сланцев и аргиллитов, встречающиеся в аллювиальных толщах, можно рассматривать как осадки стариц и мелких озер.

Роль золотого материала в континентальном седиментогенезе при современном уровне изученности оценить трудно, хотя теоретически, исходя из представлений о пустынном ландшафте, она должна быть ве-

лика. Пепловые частицы в пролювиально-аллювиальных отложениях докембрия известны в Белоруссии (Бессонова, 1968), из делювиальных пород среднего рифея северо-запада Сибирской платформы (Гелецяя, 1970) и в других районах. Вероятно, детальные исследования терригенных континентальных отложений позволят выделить здесь зерна, прослой и горизонты пород эолового происхождения.

Отложения ледникового генезиса описаны на всех материках. Они представлены несортированными валуно-песчано-глинистыми породами. На псефитовых обломках устанавливаются ледниковые шрамы, а в породе — псевдоморфозы по ледяным клиньям, следы гляциодислокаций и другие признаки гляциального происхождения осадка (Лунгерсгаузен, 1963; Чумаков, 1968; Веретенников, 1968, и др.). Однако сомнения в ледниковом происхождении этих отложений высказывались неоднократно. В последнее время они были суммированы Д. Кроуэллом (1968). Согласно этим и другим данным, тиллитоподобные образования позднего докембрия имеют признаки образования мутьевыми и грязевыми потоками.

Более подробно изучены условия образования морских отложений. Касаясь общей обстановки седиментации, следует отметить, что в большинстве случаев позднедокембрийские бассейны представляли собой мелкие моря эпиконтинентального типа с большим количеством островов. Осадками прибрежных фаций обычно являются грубообломочные и песчаные породы олигомиктового состава. В существенно песчаных отложениях наблюдается чередование как прибрежно-морских, так, вероятно, и дельтовых с участием пролювиальных и лагунных осадков (Головенко, 1966; Englund, 1966; Goldring, Curnow, 1967, и др.).

Песчаные толщи обычно содержат многочисленные текстурные признаки, характеризующие динамику среды осадконакопления: трещины усыхания, отпечатки знаков ряби, косую слоистость и др. Трещины усыхания встречены в протерозойских отложениях формации Клинт Северной Америки (Barens, Smith, 1964), железорудной толще уссурийского докембрия (Кулиц, 1965), докембрии Центрального Телемарка Норвегии (Dons Johannes, 1963), рифейских отложениях мукунской свиты (Беляков, 1968), метаморфических сланцах докембрия Юго-Восточной Швеции (Gavelin, Russel, 1967), песчано-глинистых отложениях стрельногорской свиты Туруханского поднятия и во многих других осадочных толщах. Они указывают на кратковременные перерывы в осадконакоплении (Tomkins, 1965). Их образованию предшествовали осушение осадка и его дегидратация. Возникшие трещины заполнялись эоловым материалом. Сохранение трещин в ископаемом состоянии обусловлено быстрым захоронением под более молодым осадком.

Знаки ряби известны в отложениях всех систем, в том числе докембрия. Как показало изучение условий их образования в современных осадках, а также экспериментальные исследования, они отражают динамику среды осадконакопления и в ряде случаев помогают установить местонахождение береговой линии или площади мелководья (Одесский, 1964; Tanner, 1967; Newton, 1968). Изучение знаков ряби в песчаниках среднего рифея Туруханского района, например, позволяет сделать вывод об их морском происхождении.

Намечаются два фациальных типа перехода прибрежных и мелководных песчаных толщ в породы другого типа: песчаники — глинистые отложения и песчаники — карбонатные отложения. В первом случае наблюдается гамма переходов от песчаников в алевролиты и аргиллиты (сланцы), являющиеся более глубоководными, чем песчаные породы. Прослой песчаников и кварцитов, приуроченные к алевролитоглинистым толщам, вероятно, следует рассматривать как осадки, связанные с придонными течениями.

В зоне замещения песчаных толщ карбонатными также имеются переходные типы пород, представленные песчанистыми известняками, доломитовыми песчаниками и конгломератами. В этой зоне благодаря наличию рифовых построек и сопровождающих их грубообломочных осадков легче, чем в предыдущем случае, установить область распространения островов, отмелей и т. д.

Песчано-алевритоглинистые осадки могли накапливаться как в условиях мелкого моря, так и в обстановках подводных каньонов и долин. К собственно мелководным осадкам можно отнести алевролитоглинистые, часто пестроцветные толщи, распространенные в рифейских отложениях Сибирской платформы, в которых нередко встречаются трещины усыхания, а также продукты недалекого переноса выветрелого материала.

Более глубоководными алевролитоглинистыми отложениями являются мощные толщи этих пород, известные в геосинклинальных и переходных зонах Енисейского кряжа, Саяно-Алтайской области и других районов. Для них характерна своеобразная ритмичная слоистость, часто переходящая во флишевый тип, следы подводных оползней, обилие вулканомиктового материала. Встречающиеся среди сланцевых отложений рифовые постройки имеют незначительные размеры (Гелеция, 1970).

Широко распространенные в позднем докембрии карбонатные породы также разделяются на мелководные и глубоководные. Осадки мелкого моря представлены известняками, доломитами и смешанными породами. Среди них выделяются рифовые постройки, обломочные карбонатные, псефитовые, песчаные и алевролитовые отложения (Казанский, 1966; Акульшина и др., 1969).

Рифовые постройки состоят из строматолитовых и онколитовых карбонатных пород, переслаивающихся с обломочными известняками и доломитами, карбонатными прослоями, содержащими трещины усыхания. Их размеры в поперечнике и в высоту варьируют от нескольких до десятков метров. Обломочные карбонатные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты) окаймляют рифовые постройки, переслаиваются со строматолитовыми известняками и доломитами, нередко выполняя промонны и желоба.

Более глубоководные карбонатные осадки представлены тонкозернистыми слоистыми известняками и доломитами, ассоциирующими с прослоями кремней или карбонатных глинистых пород. В первом случае, как, например, в Туруханском районе, ритмичность карбонатного разреза в среднем рифее определяется чередованием тонкослоистых микрозернистых доломитов и серых, коричневатосерых также тонкозернистых кремнистых пород.

Содержание малых элементов в глинистой части пород докембрийского, кембрийского и палеозойского возраста Сибирской платформы*

Возраст	Pb	Mn	Ni	Ti	Cr	V	Co	Zn	Zr	Cu	Ca	Sr	Ba
Поздний докембрий	0,0013	0,0337	0,0043	0,764	0,0164	0,0277	0,0015	0,0190	0,0242	0,0076	0,0027	0,0114	0,0380
Кембрий	0,0013	0,0120	0,0081	0,206	0,0067	0,0170	0,0020	0,0098	0,0062	0,0078	0,0026	0,0154	0,0214
Палеозой**	0,0016	0,0258	0,0063	0,300	0,0070	0,0220	0,0230	0,0123	0,0078	0,0112	0,0019	0,0400	0,0150

* Определение элементов проводилось в лаборатории спектрального анализа Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством П. В. Арнаутова (1000 образцов).

** Средние значения для палеозоя в целом.

Переслаивание тонкозернистых слоистых известняков и известковистых глинистых сланцев наблюдается в верхнем рифее Енисейского кряжа (Казанский, 1966). Этот тип чередования пород может рассматриваться как карбонатный флиш. Его формирование связывается с депрессионными структурами морского дна, где существовали «мутьевые» потоки. Более глубоководные аналоги этого горизонта — глинистые сланцы.

При формировании карбонатных минералов важными факторами являются солевой состав и общая соленость водоема. О наборе катионов и анионов в позднедокембрийских морях могут свидетельствовать водные вытяжки из включений кремнистых осадочных пород. Как показали такие определения для поздне- и средне-рифейских отложений Туруханского района, реликтовые растворы имеют хлоридный, хлоридно-бикарбонатный состав. Среди катионов преобладает кальций, много магния, натрия и калия, встречаются литий и NH_4 (Казанский и др., 1969). Обогащение растворов кальцием и магнием хорошо увязывается с широким распространением доломитовых пород в позднедокембрийских толщах.

Своеобразие химического состава позднедокембрийских морей могло благоприятствовать осаждению кремнезема, который выносился термальными водами на дно водоемов. Как показывают эксперименты, кремнезем выпадает в осадок из раствора главным образом под влиянием хлоридов магния и кальция (Казанский, Казаринов, Резапова, 1968).

О присутствии более редких компонентов в морской воде можно судить по составу микроэлементов в глинистых фракциях карбонатных и глинистых пород. Как видно из табл. 2, по содержанию марганца, никеля, кобальта, ванадия, цинка и стронция — элементов, преимущественно адсорбируемых глинистыми минералами в морской среде, докембрийские породы мало отличаются от кембрийских и

палеозойских в целом. Отмечаются некоторые различия в содержании циркония, хрома и меди, но они, скорее, обусловлены различиями их количества в исходных породах на континенте.

Для суждения о солености древних водоемов имеются только косвенные геохимические данные. Для позднедокембрийских отложений Сибирской платформы — это соотношение бора и галлия в глинистых фракциях. Систематическое изучение карбонатных разрезов показало, что эти отношения меняются в широких пределах, причем характер изменения хорошо увязывается с фаціальным типом пород. Например, серые тонкослоистые, лишенные органических остатков известняки малгинской свиты на р. Мае (Учуро-Майский район) в среднем имеют отношение бора к галлию 0,1—3, что указывает на осадкообразование в условиях опресненного водоема (Degens и др., 1958). Аналогичную геохимическую характеристику имеют крупно- и среднезернистые песчаники средней части излучинской свиты (Игарский район). Вмещающие породы карбонатного состава по этому показателю имеют морской генезис.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный обзор показывает, что в позднем докембрии существовали обстановки как сходные, так и специфические по сравнению с более молодыми геологическими эпохами. К первым относятся главным образом те, в которых господствовали физические процессы (перемещения по склонам под влиянием силы тяжести, перенос поверхности водами и т. д.). Однако и в этих случаях можно наметить некоторое их своеобразие. Например, существование приподнятых участков областей сноса, пустынный облик равнин, а также сокращенные расстояния между областями сноса и зонами морской седиментации благоприятствовали преобладанию на континенте обстановок временных потоков и мелких дельт. Эти условия в той или иной мере по тем же причинам могли сохраняться и в нижнем палеозое.

Более существенны отличия в процессах, подчиняющихся химическим законам. Сочетание повышенного содержания углекислого газа со значительным количеством кислорода в атмосфере позднего докембрия способствовало интенсивному химическому выветриванию в областях сноса. Как показывает изучение минералогического состава слабоизмененных продуктов выветривания, в позднем докембрии наблюдается иная зональность в распределении реликтовых минералов, чем, например, в мезозое. Реликтовые калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы в мезозойских корах выветривания разрушаются только в гидрослюдисто-каолинитовой зоне, а в позднедокембрийских корах — уже в гидрослюдистой зоне. Такая интенсификация выветривания является одной из причин широкого распространения в позднедокембрийских отложениях толщ кварцевых, олигомиктовых песчаников и гидрослюдистых глинистых пород.

Повышенные содержания кальция и магния в морских водах позднего докембрия по сравнению с водами современного океана, с одной сторо-

ны, наряду с другими физико-химическими факторами объясняет широкое распространение в осадках доломита, а с другой — приуроченность доломитовых образований не к зонам обособленных засоленных водоемов, а к открытоморским фациям. Анализ распределения доломитов и известняков в позднедокембрийских толщах Сибири показывает, что в пределах Сибирской платформы доломиты из прибрежной зоны вытесняются известняками. Еще более отчетливо это можно проследить в неплатформенных областях. Четкое обособление доломитообразования в аридных областях намечилось только с начала палеозоя.

ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е. П. и др. Литолого-геохимические особенности и условия формирования среднерифейской карбонатной толщи Майской впадины.— Тр. СНИИГГиМСа, вып. 98, 1969.
- Беляков Л. П. Тектурные особенности терригенных отложений синийского комплекса северо-западного склона Анабарской антеклизы.— Уч. зап. Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики. Региональная геология, вып. 9, 1968.
- Бессолицин Е. П. Древние коры выветривания Иркутской области.— В сб. «Кора выветривания», № 5, 1963.
- Бессонова В. Я. Особенности литологии древнейшей осадочной свиты рифея Оршанской впадины.— В сб. «Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики». Минск, «Наука и техника», 1968.
- Веретенников Н. В. Тиллитоподобные породы верхнего докембрия Белоруссии и их генезис.— В сб. «Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики». Минск, «Наука и техника», 1968.
- Виноградов А. П. Газовый режим Земли.— В сб. «Химия земной коры». т. II. Изд-во АН СССР, 1964.
- Гелецин Г. Г. Некоторые вопросы стратиграфии и состава верхнедокембрийских отложений Игарского района.— Геология и геофизика, № 3, 1970.
- Головенко В. К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземного сырья и древних россыпей.— В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., 1966.
- Казанский Ю. П. Состав и происхождение известняков дашквинской свиты (Енисейский край).— Литология и полезные ископаемые, № 3, 1966.
- Казанский Ю. П., Казаринов В. П., Резапова Н. М. Результаты экспериментов с насыщенными растворами кремнезема и их геологическое значение.— В сб. «Физические и химические процессы и фации». М., «Наука», 1968.
- Казанский Ю. П., Бакуменко И. Т., Шугурова Н. А. О составе минералообразующих растворов и генезисе конседиментационных кварцевых тел.— Докл. АН СССР, т. 178, № 2, 1968.
- Казанский Ю. П., Катаева В. П., Шугурова Н. А. Опыт изучения состава газовой и жидкой фаз включений как реликтов древних атмосфер и гидросфер.— Геология и геофизика, № 11, 1969.
- Казаринов В. П. и др. Континентальные перерывы и коры выветривания Сибирской платформы.— Тр. СНИИГГиМСа, сер. литол. и геохим., вып. 98, 1969.
- Келлер Б. М., Кратц К. О., Неелов А. Н. Палеотектоника докембрия СССР.— В сб. «Геология докембрия». Л., «Наука», 1968.
- Кроуэлл Д. Отложения с рассеянными мегакластами как показатели климата.— В сб. «Проблемы палеоклиматологии». М., «Мир», 1968.
- Кулиш Л. И. О поверхностных тектурных знаках в железорудной толще Уссурийского докембрия.— Сообщ. Дальневосточного филиала СО АН СССР, вып. 24, 1965.

- Лунгерстаузен Г. Ф. Тиллиты и тиллитоподобные образования.— Стратиграфия СССР, полудом «Верхний докембрий». Л., Гостехгеолиздат, 1963.
- Мац В. Д. и др. Докембрийские коры выветривания обрамления юга Сибирской платформы.— Тр. СНИИГГиМСА, сер. литол. и геохим., вып. 98, 1969.
- Одесский И. А. Формирование потоковой ряби и потоковой косой слоистости.— В кн. А. И. Животовская и др. Очерки по физической седиментологии. Л., «Недра», 1964.
- Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. Минералогические исследования почв. Изд-во АН СССР, 1966.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафтов. М., «Высшая школа», 1966.
- Писарчик Я. К. Материалы и характеристика древней коры выветривания северного склона Воронежского кристаллического массива.— Матер. по геологии европейской части СССР. М., Госгеолиздат, 1952.
- Ронов А. Б. К послекембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы.— Геохимия, № 5, 1959.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной страны. «Недра», 1964.
- Салоп Л. И. Докембрий СССР.— В сб. «Геология докембрия». «Наука», 1968.
- Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия.— Сов. геология, № 4, 1963.
- Смирнов Л. П. Древние коры выветривания северного склона Алданского массива.— Уч. зап. НИИГА, вып. 12, сер. геол., 1968.
- Соколов В. А. Эволюция атмосферы Земли.— В сб. «Возникновение жизни на Земле». Изд. АН СССР, 1957.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста.— В сб. «Деформация пород и тектоника». М., «Наука», 1964.
- Чайка В. М. Древнейшие осадочные формации платформ и основные проблемы рудообразования в докембрии. Автореф. дисс., М., 1967.
- Чумаков Н. М. О характере позднекембрийского оледенения Шпицбергена.— Докл. АН СССР, т. 180, № 6, 1968.
- Чураков А. Н. Следы протерозойского оледенения на юге Средней Сибири.— В сб. «Академику В. А. Обручеву», т. 1. Изд-во АН СССР, 1938.
- Яншин А. Л. Принципы составления карты и ее условные обозначения.— В кн. «Тектоника Евразии». М., «Наука», 1966.
- Яшкин Ю. К. Верхнепротерозойские монтмориллоновые глины Среднего Приднестровья.— Сов. геология, № 2, 1967.
- Barens W. C., Smith A. G. Some markings associated with ripple-marks from the Proterozoic North America.— Nature, 201, 4923, 1964.
- Calwey I. L., Burruss R. S., Holland H. D. Chemical weathering in central Iceland: An analog of Pre-Silurian weathering.— Sci., 156, 3891, 1969.
- Degens E. T., Williams E. G., Keith M. L. Environmental studies of carboniferous sediments. Part II. Application of geochemical criteria.— Bull. Amer. Assoc. of Petrol. Geol., 42, 5, 1958.
- Dons Johannes A. Precambrian rocks of central Telemark, Norway. II. Ripple marks and mud cracks.— Norsk. Geol. tidsskr., 43, 4, 1964.
- Duff R. B., Webley D. M., Scott R. O. The solubilization of minerals and related materials by 2-ketogluconic acid producing bacteria.— J. Soil. Sci., 95, 1, 1963.
- Englung J. O. Studies on the latest Precambrian and Eocambrian rocks in Norway.— Norges geol. undersk., 238, 1966.
- Fiala F. Eokambrische Tillite der Zellerne nory, Ostböhern.— Geol. Rundschau, 54, 1, 1965.
- Gavelin S., Rassel R. V. Primary sedimentary structures from the Precambrian of Southeastern Sweden.— Geol. Fören. i. Stockholm Förhandlingar, 89, 1, 528, 1967.
- Goldring R., Curnow C. N. The stratigraphy and facies of the Late Precambrian at Ediacara, South Australia.— J. Geol. Soc. Australia, 14, 2, 1967.
- Gruner J. W. The hydrothermal alternation of feldspaces in acid solution between 3000° C and 400° C.— Econ. Geol. 39, 1944.
- Harland W. B., Rudwick M. J. The great Intra-Cambrian ice age.— Scient. Amer., 211, 2, 1964.
- Haughton S. H. Review of a probable Late Precambrian glacial period in central and West Africa Trans. and Proc.— Geol. Soc. S. Africa, 44, 1961.

- Hawkins D. B., Roy R. Experimental hydrothermal studies on rock alteration and clay minerals formation.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 27, 10, 1963.
- Henderson M. E., Duff R. B. The realaze of metallic and silicate ions from minerals, rocks and soil fungal activity.—*J. Soil. Sci.*, 14, 1, 1963.
- Newton R. S. Internal structures of waveformed ripple marks in the nearshore zone.—*Sedimentology*, 11, 3/4, 1968.
- Poldervaart A. Chemistry of the Earth's crust.—*Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.*, 62, 1955.
- Rubey W. W. Development of the hydrosphere and atmosphere with special referenece to probable composition of the early atmosphere.—*Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 62, 1955.
- Tanner W. F. Ripple mark indices and their uses.—*Sedimentology*, 9, 2, 1967.
- Tomkins I. Q. Polygonal sandstone features in Boundary Butte-anticline area, San Juan Contry Utah.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 76, 9, 1965.
- Urey H. C. *The planets, their origin and development* New Haven, Jale Univ. Press, 245, 1952.
- Williams G. E. Paleogeography of the Torridonian Applecross Group.—*Nature*, 209, 5030, 1966.
- Williams G. E. Torridonian weathering and its bearing on Torridonian paleoclimate and sourse.—*Scottish. J. of Geol.*, 4, 2, 1968.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

Тектоника

Ю. А. Косыгин. Проблемы тектоники молодых платформ	9
Г. Л. Поспелов. Некоторые вопросы эндогенной геодинамики	20
К. В. Боголепов. О понятиях «орогенная структура» и «орогенез»	61
Ч. Б. Борукбаев. К вопросу об орогенных формациях и «третьем типе структур»	86
Б. Н. Красильников, Е. Н. Алтухов, К. Л. Волочкович, А. Д. Смирнов. Домезозойские тектонические структуры южной части Урало-Монгольского складчатого пояса	96
Э. Э. Фотиади. Основные принципы, направления и некоторые результаты геологического истолкования данных региональных геофизических исследований	116
И. В. Лучицкий, В. И. Громин, Г. Д. Ушаков. Деформация гипербазитов при высоких давлениях и температурах	148

Стратиграфия и палеогеография

Б. С. Соколов. Биохронология и стратиграфические границы	155
В. Н. Сакс, В. А. Басов, А. А. Дагис, А. С. Дагис, В. А. Захаров, Е. Ф. Иванова, С. В. Меледина, М. С. Месежников, Т. И. Нальняева, Н. И. Шульгина. Палеозоогеография морей бореального пояса в юре и неокоме	179
А. В. Фурсенко, К. Б. Фурсенко. Некоторые особенности распространения фораминифер в фациях шельфа, лагун и эстуариев	212
С. А. Архипов. Виллафранк и миндель на Западно-Сибирской равнине	231

Геологические формации и полезные ископаемые

А. А. Трофимук. Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока в свете данных карты тектоники Евразии	255
М. А. Жарков. Эволюция соленакпления в геологической истории	260
А. И. Анагольева. Основные черты красноцветной седиментации в домезозойское время	300
И. В. Николаева. Минералы группы глауконита и эволюция их химического состава	320
Ю. Н. Занин. Фосфатоносные формации кор выветривания	337
Е. П. Акульшина, А. В. Ивановская, Ю. П. Казанский. Об условиях седиментации в позднем докембрии	350

CONTENTS

Tectonics

<i>Yu. A. Kosygin.</i> Tectonics of Young Platforms	9
<i>G. L. Pospelov.</i> Some Problems of Endogenic Geodynamics	20
<i>K. V. Bogolepov.</i> On Concepts of "Orogenic Structure" and "Orogenesis" "	61
<i>Ch. B. Borukayev.</i> Orogenic Formations and the "Third-Type of Structures" "	86
<i>B. N. Krasyl'nikov, E. N. Altukhov, K. L. Volochkovich, A. D. Smirnov.</i> Premesozoic Tectonic Structures of the Southern Part of Uralian-Mongolian Folded Zone	96
<i>E. E. Fotiadi.</i> General Principles, Trends and Some Findings of Geological Interpretation of the Data of Regional Geophysical Studies	116
<i>I. V. Luchitsky, V. I. Gromin, G. D. Ushakov.</i> Deformations of Ultramafic Rocks at High Pressures — High Temperatures	148

Stratigraphy and paleogeography

<i>B. S. Sokolov.</i> Biochronology and Stratigraphic Boundaries	155
<i>V. N. Sachs, V. A. Basov, A. A. Dagus, A. S. Dagus, V. A. Zakharov, E. Ph. Ivanova, S. V. Meledina, M. S. Messez'nikov, T. I. Nal'nyaeva and N. I. Shul'gina.</i> Paleozoogeography of Boreal Seas during Jurassic and Neocomian Time	179
<i>A. V. Furssenko, K. B. Furssenko.</i> Some Peculiarities of Foraminifera Distribution in Shelves, Lagoons and Estuarine Facies	212
<i>S. A. Arkhipov.</i> West Siberian Platform during Villafranian and Mindelian Time	231

Mineral resources and geological formations

<i>A. A. Trojimuk.</i> Oil-Gas Content of Siberia and Far East as Applied to the Tectonic Map of Eurasia	255
<i>M. A. Zharkov.</i> Evolution of Salt-Accumulations during Geological Time	260
<i>A. I. Anatol'eva.</i> Main Features of Red Beds Sedimentation in Premesozoic Time	300
<i>I. V. Nikolaeva.</i> Minerals of Glauconite Group and Evolution in their Chemical Composition	320
<i>Yu. N. Zanin.</i> Phosphate-bearing Formations of the Crusts of Weathering	337
<i>E. P. Akul'shina, A. V. Ivanovskaya, Yu. P. Kazansky.</i> On Conditions of Sedimentation in Late Precambrian	350

РЕФЕРАТЫ СТАТЕЙ,
ОПУБЛИКОВАННЫХ В СБОРНИКЕ

УДК 551.240:551.71/2:551.73/9

Ю. А. Косыгин. Проблемы тектоники молодых платформ. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

В статье рассматриваются важнейшие признаки древних и молодых платформ, являющихся, по мнению автора, членами одного эволюционного ряда тектонических структур. Библ. 21.

УДК 551.240

Г. Л. Поспелов. Некоторые вопросы эндогенной геодинамики. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

В статье рассматриваются общие вопросы геотектонической эволюции Земли, дифференциации и развития ее основных геотектонических элементов со стороны энтропийных факторов и под углом зрения эволюции геолого-физических типов геодинамических систем, их взаимных сопряжений и наложений. Дается общий анализ вопроса о способах геолого-физического выражения общей эволюции Земли и показываются новые возможности его через новую структурную типизацию геодинамических систем и типизацию их зональности. В свете этих представлений общая эволюция коры представляется как смена удельной роли геодинамических систем различных типов. Более подробно рассматриваются вопросы волновой геодинамики как кооперативное взаимоналожение и сопряжение динамических систем разных типов и вопросы дрейфовой геодинамики как следствие перераспределения масс планеты, отражающего внутреннюю неоднородность ее вращения и горизонтальную поляризацию планетарных явлений сжатия и расширения.

УДК 551.240

К. В. Боголенов. О понятиях «орогенная структура» и «орогенез». Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

В статье рассмотрены история и современное состояние вопроса об орогенезе. Понятия «орогенная область» и «орогенез» вводятся из анализа статической структуры осадочно-метаморфической оболочки Земли, состоящей из набора структурных этажей, среди которых орогенный этаж имеет самостоятельное значение. Следствием выделения трех типов структурных этажей (геосинклинального, плитного и орогенного) является соответственное выделение трех основных структурных элементов, имеющих адекватное выражение в рельефе поверхности Земли — в ее морфоструктуре. Библ. 76.

УДК 551.24

Ч. Б. Борукаев. К вопросу об орогенных формациях и «третьем типе структур». Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

Выделение орогенов как третьего главного структурного элемента является попыткой усовершенствовать широко принятое разделение территории континентов на геосинклинали и платформы. В статье критически рассматриваются методологические аспекты выделения класса. Сделан вывод, что трехэлементная классификация не более совершенна, чем двухэлементная. Илл. 1, табл. 1, библи. 23.

УДК 551.240

Б. Н. Красильников, Е. Н. Алтухов, К. Л. Волочквич, А. Д. Смирнов. Домезозойские тектонические структуры южной части Урало-Монгольского складчатого пояса. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

В статье дается геологическое обоснование тектонической схемы, предназначенной для прогнозирования редкометалльного оруденения. В основу тектонической схемы положены особенности геологического развития эпикратонных, эпиталассократонных и квазиэпиталассократонных геосинклинальных систем, определяющие специфику связанного с ними магматизма. Особое внимание уделяется сравнительной характеристике наложенных геосинклинальных и орогенных структур, а также различным типам геосинклинальных поднятий, рассматриваемых как отражение глубинных процессов, формирующих гранитно-метаморфический слой. Илл. 2, библи. 43.

УДК 550.83 : 551.24(471)

Э. Э. Фотиади. Основные принципы, направления и некоторые результаты геологического истолкования данных региональных геофизических исследований. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

В статье излагаются основные принципы и направления геологического истолкования данных региональных геофизических исследований и приводится ряд примеров их реализации в различных геологических условиях.

Прежде всего подчеркивается необходимость комплексности в подходе к подобной интерпретации, базирующейся на углубленной проработке как геологического, так и геофизического материала по исследуемому региону.

Геологическое истолкование данных региональных геофизических исследований предполагает всестороннюю их проработку при широком использовании различных трансформаций аномальных геофизических полей, самостоятельном геологическом анализе каждой из выделенных компонент этих полей, а также различных «разностных» и «остаточных» преобразований. Подобные исследования ведутся в трех основных направлениях: 1) в изучении элементов и особенностей строения верхней части земной коры, 2) выяснении глубинного слоисто-блокового строения земной коры и верхней мантии и 3) установлении взаимосвязей и

других закономерностей строения и особенностей верхней части земной коры с ее глубинной структурой. Выясненные закономерности и связи анализируются в плане типизации вещественного состава разнородных комплексов, режима их развития, особенностей генезиса различных тектонических структур, особенностей магматизма, металлогении и т. д.

Приводятся некоторые результаты подобного геологического столкновения данных региональных геофизических исследований для следующих геологических обстановок: 1) древних платформ — на примере Восточно-Европейской и Сибирской платформ; 2) молодых платформ — на примере Туранской и Западно-Сибирской плит и 3) горно-складчатого обрамления Сибири, в основном южного и частично восточного.

В заключение делается вывод о необходимости тщательного выбора обоснованного оптимума методов и средств интерпретации, не искажающих и не занижающих геологической природы и специфики изучаемых объектов. Одновременно подчеркивается, что всякие современные региональные тектонические построения должны иметь надлежаще проработанную, помимо геологической, геофизическую базу.

УДК 551.240.089 : 551.25

И. В. Луицкий, В. И. Громин, Г. Д. Ушаков.
Деформация гипербазитов при высоких давлениях и температурах. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

Эксперименты по деформации цилиндрических образцов ольвинита, дунита и серпентинита при давлении до 12000 кг/см², температуре от 20 до 450° С и скорости деформации 10⁻⁵ сек⁻¹ позволили установить зависимость линейной деформации от дифференциального напряжения, сжимаемости от давления и т. д. Приведены соответствующие графики и описано изменение структуры пород в процессе деформации. Илл. 2, библи. 6.

УДК 551.70 : 551.807

Б. С. Соколов. Биохронология и стратиграфические границы. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

Одна из важнейших задач современной стратиграфии — это проблема стратиграфических границ. В статье вводятся понятия «стратотип стратиграфической границы» и «стратотипическая система». Отмечается, что этапность развития органического мира как процесс не может быть непосредственно использована при практическом определении стратотипических границ подразделений общей шкалы. На всех уровнях иерархической системы стратиграфии фанерозой границы подразделений могут определяться лишь видовыми зонами, независимо от заключенного в них рангового разнообразия таксонов других (незональных) групп фауны. Библи. 69.

УДК 551.862/863.12 : 551.807(211.1)

В. Н. Саке, В. А. Басов, А. А. Дагис, А. С. Дагис, В. А. Захаров, Е. Ф. Иванова, С. В. Меледина, М. С. Месежников, Т. П. Нальняева, Н. И. Шульгина. Палеозоогеография морей бореального пояса в юре и неокоме. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

В статье приводится анализ распределения различных групп ископаемых фаун в бореальных морях юрского и начала мелового периодов. Рассматриваются палеозоогеографические особенности этих морей. Обосновывается выделение Бореальной палеозоогеографической области в начале юры, Бореального палеозоогеографического пояса со средней юры и до готерива включительно. В поздней юре и неокоме Бореальный пояс разделяется на Арктическую и Бореально-Атлантическую области.

УДК 563.12 : 551.351+551.468.3

А. В. Фурсенко, К. Б. Фурсенко. Некоторые особенности распространения фораминифер в фациях шельфа, лагун и эстуариев. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

В статье изложены результаты детального изучения, с применением статистических методов обработки материала, комплексов фораминифер в биоценозах и танатоценозах современных донных осадков отдельных участков шельфа, лагун и эстуариев о. Сахалин. Намечены особенности распространения фораминифер в различных фацальных зонах.

УДК 551.791/3(571.11/14)

С. А. Архипов. Виллафранк и миндель на Западно-Сибирской равнине. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

В пределах Западно-Сибирской равнины аналогом виллафранка являются бетекейские слои, кочковская свита и частично новостаничные слои. К минделю относятся нижняя часть краснодубовской свиты и нижние слои тобольской свиты. В течение виллафранка — в бетекейско-кочковское время — происходило постепенное похолодание климата с возрастающей амплитудой температурных колебаний, выразившееся в изменении состава растительности. Изменения растительного покрова приобрели устойчивый характер в минделе. Существовавшее в это время чередование фаз с таежной и перигляциальной растительностью отражало общепланетарный характер периодических изменений климата. Библ. 77.

УДК 553.98(571) : 551.24(4/5)

А. А. Трофимук. Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока в свете данных карты тектоники Евразии. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

В статье рассмотрены перспективы нефтегазоносности территории Сибири и Дальнего Востока. Выделены области, представляющие первостепенный интерес для постановки поисковых работ. Намечена связь нефтегазоносных провинций с рядом важнейших типов тектонических структур. Библ. 7.

УДК 553.631+553.632

М. А. Жарков. Эволюция соленаккопления в геологической истории. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

В статье приводится новый материал по пространственному и возрастному размещению соленосных серий. Рассматриваются закономерности перемещения во времени зон соленаккопления на континентах. Анализируются типы соленосных толщ. Установлено, что, кроме направленных изменений геологических обстановок соленаккопления, в истории Земли намечается эволюция вещественного состава соленосных толщ.

УДК 551.305.1

А. И. Анатольева. Основные черты красноцветной седиментации в домезозойское время. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

Сравнение домезозойских красноцветных формаций приводит к выводу о том, что они распределены неравномерно в рамках рассмотренного хронологического интервала. Некоторые формации устойчиво сохраняются на различных стратиграфических уровнях, другие исчезают с течением времени, вследствие чего в более поздних осадочных сериях отсутствуют, третьи же только появляются в палеозое. Выделены, соответственно, сквозные, отмирающие и зарождающиеся красноцветные формации. Сквозными формациями служат медоносные и вулканогенно-осадочные ассоциации. Отмирающие формации представлены терригенно-гематитовыми парагенезами, к зарождающимся формациям относятся эвапоритовые и угленосные. Илл. 6, библ. 54.

УДК 549.905.1+549.623.5+551.8

И. В. Николаева. Минералы группы глауконита и эволюция их химического состава. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

По результатам исследования минералов группы глауконита из современных, нижнепалеозойских, вендских и рифейских отложений установлены глауконит, сколит и селадонит. Два последних минерала в морских осадочных отложениях не были ранее известны. Приводятся новые рентгеновские и химические данные по диагностике минералов этой группы, что позволяет по-иному определить их систематическое положение. Зерна минералов группы глауконита делятся на неизменные и измененные. Рассматриваются основные закономерности вторичных сингенетических и эпигенетических изменений зерен и эволюция химического состава неизменных зерен минералов группы глауконита в морских отложениях стратиграфического интервала. Илл. 2, табл. 8, библ. 31.

УДК 553.64+553.068.3

Ю. Н. Занин. Фосфатоносные формации кор выветривания. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

Рассматривается понятие формации коры выветривания, существующие представления о принципах их выделения и номенклатуры. Намечены важнейшие элементы, определяющие формацию коры выветривания (состав материнских и вмещающих пород, состав продуктов выветривания, характер их залегания). Выделены основные типы фосфатоносных формаций кор выветривания по следующим группам: А — достигающие промышленных значений; Б — не имеющие практического значения, но потенциально промышленные; В — не составляющие промышленной ценности даже в перспективе. Библ. 24.

УДК 552+550.4

Е. П. Акульшина, А. В. Ивановская, Ю. П. Казанский. Об условиях седиментации в позднем докембрии. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

Описаны условия выветривания, переноса материала и его седиментации для позднего докембрия. Проведено сравнение с обстановками осадконакопления более поздних геологических эпох. Табл. 2, библ. 58.

ПРОБЛЕМЫ ОБЩЕЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ

Редакционная коллегия:

К. В. Боголепов (отв. редактор), М. А. Жарков, Ю. А. Косыгин,
И. В. Лучицкий, В. Н. Саке, Б. С. Соколов, А. А. Трофимук

Редактор И. П. Зайцева
Художественный редактор В. И. Шумаков
Технический редактор А. М. Вялых
Корректоры Н. Н. Тясто, А. А. Бурькина

Сдано в набор 4 января 1971 г. Подписано в печать 19 марта 1971 г. МН 03530. Бумага 70×100¹/₁₆. 23 печ. л., 29,7 усл. печ. л., 27,3 уч.-изд. л. Тираж 1700 экз. Заказ № 1.
Цена 2 руб. 73 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. Новосибирск-99, Советская, 18,
4-я типография изд-ва «Наука», Новосибирск-77, Станиславского, 25

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
6	9 снизу	необходимым	необратимым
21	4 снизу	совместный характер как со стороны	совместимый характер как стороны
102	24 сверху	простояса, простран- ственно	пространственно
125	Табл. 1, 5 сверху	пород среди мощных вме- щающих толщ легких	пород при одновременном высоком содержании в них
125	Табл. 1, 8 снизу	пород при одновременном высоком содержании в них	пород среди мощных вмещающих толщ легких
159	5 сверху	над горизонтами	надгоризонтами
246	8 снизу	вяткинских лесах	вяткинских лессах
326	2 сверху	изменений зерен	измененных зерен
357	22 сверху	поверхности водами	поверхностными водами

1137

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“ • СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

