

В.Т.Фролов

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ



В. Т. Фролов

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ



МОСКВА «НЕДРА» 1984

Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. — М.: Недра, 1984, 222 с.

Освещаются принципы генетической типизации морских образований по геологическим процессам, определяющим различные динамические, вулканические, органогенные или химические способы осадконакопления. Приводится апробированная классификация генетических типов морских отложений, выявляются их диагностические признаки, позволяющие устанавливать соответствующие типы в древних толщах. Рассматриваются современные отложения и геосинклинальные и платформенные образования Кавказа, Крыма, Урала, островных дуг Востока СССР, Восточно-Европейской и Австралийской платформ, Новой Гвинеи. Предлагается комплексная методика палеогеографических, литогенетических и формационных исследований, даются рекомендации по применению методики генетического анализа.

Для геологов различных специальностей. Может быть полезна студентам геологических специальностей вузов.

Табл. 4, ил. 40, список лит. — 50 назв.

Рецензент — доктор геол.-мин. наук А. А. Чистяков (Зарубежгеология)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В течение ста лет в русской и советской геологии основой представлений о происхождении осадочных пород служит понятие «генетический тип отложений», разработанное на материале новейших четвертичных образований неморского генезиса. Морские же отложения до последнего времени рассматривались как один генетический тип, т. е. по способу образования — нерасчлененно, что не способствовало развитию генетического метода и геологии в целом. В настоящее время геологическая наука вплотную подошла к созданию моделей генезиса осадочных пород и руд для отложений любого возраста и среды накопления. Предлагаемая работа посвящена распространению учения о генетических типах на современные и древние морские отложения — расширению применения понятия о генетических типах и связанного с их выделением генетического анализа.

О значимости генетического анализа морских отложений свидетельствует тот факт, что в своей практике геолог имеет в основном дело с морскими отложениями, слагающими стратисферу, вероятно, не менее чем на 95 %. Они заключают нефть, газ, уголь, уран, железные, марганцевые и другие руды, фосфориты, соли, россыпи, известняки, писчий мел, диатомиты, трепела, опоки, яшмы и другие полезные ископаемые. Их эффективный и экономный поиск возможен только на генетической основе — теоретической и методической базе научного прогнозирования размещения полезных ископаемых. Кроме того, с океаном, т. е. с освоением этой целины огромных размеров, наша страна и все человечество связывают все больше своих планов и надежд. Поэтому после Второй мировой войны были развернуты беспрецедентные по масштабам океанографические исследования, давшие за 35 лет такой материал, который по объему и глубине изучения превзошел все, что было накоплено до этого. Масштабы изучения со временем не уменьшаются, а наоборот, возрастают. Но уже сейчас появилась солидная актуалистическая база выделения генетических типов морских отложений, позволяющая выработать единый методический подход к изучению наземных и морских, современных и древних образований.

Наиболее успешно задача может быть решена комплексно — на основании широкого изучения древних и современных отложений, т. е. путем соединения историко-геологического подхода с актуалистическим. Сближение океанологии и геологии происходит одновременно с двух сторон. В последнее время данные, полученные при глубоком бурении дна морей и океанов, заставляют океанологов преодолевать односторонний океанографический взгляд, страдающий описательностью и недостаточным геологическим осмыслением, шире применять историко-геологический подход и давать геолого-генетическую интерпретацию вещественно-морфологическим типам осадков и форм рельефа морского дна. Однако эта возможность еще не использовалась и генетические типы морских отложений не выделялись.

С другой стороны, геологи, изучающие древние отложения, давно и постоянно проявляли интерес к использованию материала по современному осадконакоплению и осадкам для генетической и палеогеографической расшифровки ископаемых литологических типов и фаций, а теперь и для определения формационной принадлежности осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. В 50-е годы Н. И. Николаевым и В. И. Поповым, а также Ю. А. Жемчужниковым, Л. Н. Ботвинкиной и другими делались попытки выделения генетических типов морских отложений, главным образом прибреговой зоны, в которой они ассоциируются с континентальными в угленосных, шлировых и других формациях. Таким же путем следовал автор — от геологической практики, от изучения древних, сначала угленосных прибреговых, а потом и глубоководных отложений различных тектонических зон земной коры, к современным морским осадкам для генетической расшифровки литологических типов.

Автором исследованы современные морские отложения во время экспедиции рейса НИС «Московский университет-2» в 1974 г. в Средиземном море и Атлантическом океане, а также при изучении прибреговых отложений Азовского, Черного, Каспийского, Охотского, Берингова и других морей, оз. Байкал, побережий Австралии, Тасмании, Новой Гвинеи, Курильских и Командорских островов, Камчатки, Большого Барьерного рифа. Этот значительный, хотя и неодинаково изученный материал позволил расшифровать генетические типы большинства литотипов древних отложений, составивших основу исследования. Последние давали возможность из множества современных типов отобрать только те, которые «работают», т. е. распознаются или могут быть восстановлены в геологических формациях. Они, следовательно, играют роль пробного камня (критерий практики) для построений и понятий на актуалистической основе.

Проблемой генетической типизации морских отложений, выдвигаемой сейчас всем состоянием геологии и запросами ее теории и практики, занявшей центральное место в книге, автор начал заниматься с 1951 г. при изучении палеогеновых образований Волги и Дона, а затем в 1952—1956 гг. — юрских угленосных и глубоководных морских отложений Дагестана. Это позволило выработать методике палеогеографических и литогенетических исследований, принципы типизации морских отложений и их классификации. Литогенетические исследования сначала производились по наиболее разработанной методике фациально-циклического анализа, предложенной коллективом геологов-угольщиков под руководством Ю. А. Жемчужникова по материалам Донбасса. Однако определенные отличия региона и некоторая недоработанность анализа привели к необходимости создания более комплексной методики, применимой не только к угленосным, но и к любым осадочным и вулканогенно-осадочным отложениям, построенным как циклично, так и лишенным видимого циклического строения. Центральным пунктом методики стало выделение литологических типов слоев, лежащих затем генетической интерпретации, в результате которой литотипы относились к определенным генетическим типам отложений.

Методика, однако, не может считаться законченной без разработки системы генетических типов отложений, к которым можно было бы относить конкретные породы, слои, литотипы. Были изучены мезо-кайнозойские отложения Кавказа, Закавказья, Крыма, Калмыцкой АССР, Курильских и Командорских островов, среднепалеозойские (силурийско-девонские и нижнекаменноугольные) осадочные и вулканогенные образования Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал), архейские, протерозойские и фанерозойские отложения многих районов Австралии и Тасмании, мезо-кайнозойские и современные образования Новой Гвинеи и других островов Тихого океана; отдельные разрезы палеозоя Русской платформы, Казахстана, ГДР, ВНР и других регионов. Под руководством автора аналогичные исследования проводились Н. П. Григорьевым в Канско-Ачинском юрском угленосном бассейне, Л. М. Израилевым в Верхоянском хребте, В. А. Филипповой в Прибалтике, В. А. Вишневской на Малом Кавказе, К. Буяковской и Н. П. Чумаковой в Казахстане, К. М. Седаевой в Донбассе, М. Ф. Лотфи в дельте Нила. Автором была изучена также Североафриканская фосфоритоносная провинция, давшая большой материал по подводному элювию и соленосным отложениям. Однако полученные данные, несмотря на большой объем и представительность, неравномерны. Если отложения подвижных поясов Земли исследованы более детально, то платформенные им уступают в этом.

Пробелы частично восполняются в работах ряда других геологов, литологов, океанологов и вулканологов, которые с 70-х годов все чаще выделяют генетические типы как современных, так и древних морских отложений. Наиболее полно они освещаются в работах Ф. А. Щербакова, разрабатывающего оригинальную схему классификации генетических типов отложений континентальной окраины. Под названием фации многие генетические типы морских отложений описываются И. О. Мурдмаа.

Изучение морских отложений в различных регионах на континентах и в океане, сбор и обобщение огромного материала были бы невозможны без помощи, участия и внимания большого числа коллективов, организаций и лиц. Прежде всего это коллектив кафедр МГУ — исторической и региональной геологии, геологии и геохимии горючих ископаемых и петрографии (главным образом группа петрографов Т. И. Фроловой), и Лаборатории литологии, коллектив Австралийского Национального университета (Канберра) — Д. Браун, К. Кемпбелл и особенно К. Крук, а также Г. Тейлор, П. Кук. Большую помощь оказали Дж. Виверс, Д. Деуч, Дж. Талант, Д. Браниген, Дж. Пикетт, Дж. Фанк, В. Гостин, Дж. Шапелл, Р. Кроуфорд, Я. Моорт, О. Синглтон, М. Бэнкс и др. Всем им автор искренне благодарен.

ПРИНЦИПЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Зарождение. Происхождением горных пород геологи интересовались, видимо, всегда. Во всяком случае, как морские некоторые из них определялись еще Л. да Винчи, Н. Стено, М. В. Ломоносовым и др. Первые четкие генетические понятия и методы, однако, появились лишь в 40-х годах XIX в., когда швейцарский геолог Аманц Грессли (1838—1841 гг.) на конкретном материале (юра кантона Слеруа) сформулировал понятие фации, разработал фациальный метод стратиграфии и использовал фациальную структуру отложений, а также петрографическую и палеонтологическую характеристику фаций для палеогеографических реконструкций. Одновременно французский геолог Констан Прево (1838—1839 гг.), исходя из соображений о том, что в определенный геологический период формировались различные по условиям образования отложения, наметил ряд «образований», или «формаций» («formations»), которые представляли собой уже типы отложений, хотя сформулированные еще недостаточно четко: морские, солоноватоводные, озерные, болотные, речные, травертиновые, наземные. Эти типы, названные Г. П. Леоновым [14, т. I, с. 364] литогенетическими, выделены то по характеру среды (морские, наземные), то по солености, типу водоёма и способу образования (речные, травертиновые), т. е. непоследовательно. Они, однако, действительно не связаны с какой-то определенной эпохой, т. е. имеют общее генетическое значение, как и генетические типы русских геологов. В 1881 г. на Второй сессии Международного геологического конгресса термин «формация» рекомендовался именно в этом генетическом смысле, хотя и без необходимых уточнений, по каким генетическим признакам — характеру среды, солености, глубокководности, способу образования или иному — их следует противопоставлять друг другу. Это обесценивало методическое значение понятия, особенно в сравнении с таким четким, как «генетический тип» А. П. Павлова, и оно скоро стало общим выражением без фиксированного содержания [14].

Несмотря на то что Н. А. Головкинский и другие геологи в 1869 г. применяли широко понятие фации в относительном, гресслиевском духе, для обозначения обособляющихся на площади частей или участков определенного стратиграфического горизонта, во второй половине XIX в. и оно начинает трансформироваться в понятие типа отложений. В этом стремлении расклассифицировать и «точнее» зафиксировать фации проявилась недооценка научно-методического значения классического понимания фации — гибкого инструмента познания. В русской геологии эта тенденция развивалась значительно медленнее. Вероятно одним из «противоядий» было понятие генетического

типа отложений, разработка которого — отличительная черта русской геологии. Оно делало излишним применение термина «фация» в том же или близком значении. Представление о генетических типах отложений развивалось независимо от различных пониманий фаций. Как отдельные генетические типы стали различаться отложения определенного способа образования, являющиеся, по мнению А. П. Павлова (1924 г.), результатом тех или иных геологических агентов.

Оценивая состояние и уровень генетических представлений в русской геологии конца XIX и начала XX вв., приходим к выводу, что понятийная база была более развитой и прогрессивной, а ее терминология — более правильной и разработанной. Это соответствует последовательному применению историко-геологического подхода, но и данным, полученным при исследовании А. П. Карпинского (1880, 1881, 1894, 1919 гг. и др.), разработавшего палеогеографический метод геотектонического анализа, Н. И. Андрусова (1884, 1887, 1889, 1900—1901, 1915, 1924 гг.), сочетавшего изучение древних, неогеновых, и современных черноморских отложений, К. Д. Глинки (1896 г.) и В. В. Ламановского (1905 г.) по глауконитам, М. Д. Сидоренко (1894 г.), В. Н. Чирвинского (1907 г.) и Я. В. Самойлова (1910, 1914, 1915 гг.) по фосфоритам, Н. А. Соколова (1901 г.) по марганцевым рудам, С. П. Попова (1911 г.) по генезису керченских железных руд и др. Но особенно плодотворно сочетание историко-геологического подхода с литогенетическими исследованиями и применением актуалистического метода проявилось в региональных стратиграфо-литологических работах Г. А. Радкевича (1891 г.) и А. Д. Архангельского (1912, 1916 гг.) по верхнему мелу, М. Э. Ноинского (1913 г.) по карбону, перми и генезису доломитов Самарской луки. А. Д. Архангельский первым провел комплексное исследование, сочетавшее строгое регионально-стратиграфическое изучение с литологическим, а на стадии генетических интерпретаций — с привлечением данных современной океанологии. Он широко использовал метод А. Грессли и его понятие «фация», создал детальные фациальные карты, а для одного из веков — палеогеографическую карту, на которой показал уже не фактические разновидности отложений — фации, а те современные осадки, которые, по его мнению, гомологичны изученным. Хотя при этом допускались вполне естественные тогда ошибки (относительно глубины образования пясчого мела), но четкое разделение фактов (карты фаций, литологические типы отложений) и генетических интерпретаций снижает отрицательное значение их и позволяет позже на том же материале дать новую трактовку генезиса. Появление других работ по литологии (М. А. Егунов, Г. А. Надсон, а также Л. Кайо, Дж. Хиршвальд, Х. Дрю, А. Грэбо и др.), способствовало развитию генетического направления при изучении морских отложений. В 1897 г. М. Бертраном были разработаны основы современного понимания геотектонических формаций.

До Великой Октябрьской революции, таким образом, были заложены некоторые основы генетического анализа морских отложений, а именно разработан фациально-палеогеографический метод восстановления условий и обстановок осадконакопления, получены первые сведения о составе и распространении современных морских осадков,

позволившие более правильно использовать актуалистический метод, выработаны первые классификации «фациальных типов» морских отложений и представлений о генетических типах континентальных образований, которые рано или поздно должны были повлиять на генетическое изучение морских отложений. Однако последнее основывалось на иных методологических принципах и было более относительным и косвенным, что объяснялось и меньшей доступностью современных морских отложений для наблюдения процессов их формирования.

Развитие (1917—1945 гг.). Невиданный размах всех геологических работ, вызванный реконструкцией, индустриализацией и общим подъемом экономической жизни страны, способствовал развитию литологии (М. С. Швецов, Б. П. Кротов, А. Н. Заварицкий), геохимии (В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, Я. В. Самойлов, Ф. У. Кларк, В. М. Гольдшмидт и др.) и палеоэкологии (Р. Ф. Геккер, В. П. Маслов и др.). Л. В. Пустоваловым и А. В. Казаковым разработаны основы учения о поверхностных геохимических фациях, развивавшегося затем Г. И. Теодоровичем.

Фациально-генетические исследования также совершенствовались. В 1921 г. Д. В. Наливкин в Горном институте в Петрограде начинает читать специальный курс «Учение о фациях», в котором фации трактовались по И. Вальтеру, как ландшафтные единицы разного ранга (фации и фациальные округа), что способствовало систематизации знаний о современных условиях и обстановках осадконакопления. В 1927 г. им публикуется работа «Пески и течения», в 1932 г. — 1-е, в 1933 г. — 2-е издание «Учения о фациях». Почти одновременно Ю. А. Жемчужниковым (1923 г.) была разработана инструкция по изучению косо́й слоистости, установлены ее основные генетические типы (1926 г.), которые долгое время служили эталонами. Изучением кавказского флиша (Н. Б. Вассоевич, 1931—1940 гг.), моласс Средней Азии (В. И. Попов, 1938, 1940 гг. и др.) и других формаций положено начало развитию формационного анализа в современном его понимании. О. М. Аншелесом (1925 г.) и его учеником В. П. Батуриным (1931—1937 гг.) сначала на примере продуктивной толщи Апшерона, а потом и на других объектах разрабатываются прогрессивное направление и методы палеогеографии по терригенным компонентам.

Исследования Г. Ф. Крашенинникова, Т. Н. Дывыдовой, Ц. Л. Гольдштейн, Ю. А. Жемчужникова и Г. А. Иванова угленосных отложений Бурейнского, Челябинского и других бассейнов послужили основой для их детального литогенетического анализа. В 1922 г. А. Е. Ферсманом развивается представление о стадиях литогенеза: выветривании, или гипергенезисе, образовании осадка, его диагенезисе и катагенезисе, сменяющемся метаморфизмом. В 30-е годы ставится проблема источников вещества и способов его транспортировки и осаждения. В 1932 г. Л. С. Либровичем для силурийских и девонских яшм Урала, в 1938 г. Н. Г. Кассиным, Н. А. Штрейсом для яшм, железо-марганцевых руд девона Центрального Казахстана, Д. Д. Топорковым и К. Е. Кожевниковым для яшм и марганцевых руд Южного Урала доказывалось вулканогенно-оса-

дочное происхождение — за счет выноса гидротермами растворов кремнезема, соединений железа и марганца, что подтверждается современными исследованиями. Этим было положено начало развитию представлений о вулканогенно-осадочном литогенезе.

Из зарубежных авторов, помимо названных, следует отметить тех, работы которых посвящены исследованию известковой седиментации на Большой Багамской банке (М. Блэк, Е. М. Торп, К. Л. Смит и др.), обстановкам накопления известковых осадков (У. Х. Брэдли, А. Риввер и др.), рифам (О. Пратъе, К. М. Янг, Е. П. Камингс и др.), палеоэкологии (Дж. У. Хедпеч, Х. С. Лэдд, Р. Рихтер и др.); кремневым осадкам и породам (Е. Ф. Дэвис, К. Б. Хард, Н. Л. Таллиафери, А. Тарр и др.), туфам (К. Вентворт, Х. Вильямс и др.), глауконитам (Е. У. Гальер, Г. Талахаши и др.), современным и древним дельтам (К. Х. Чедвик, Х. Н. Фиск, Р. Рассел и др.). Особенно следует отметить исследования в 1936 г. Р. А. Дэли и в 1937 г. Ф. Х. Кюнена по происхождению и экспериментальной проверке происхождения морских каньонов, данные которых в 1950 г. используются для обоснования теории мутьевых потоков, а также крупнейшую сводку по седиментологии 1936 г. У. Х. Твенхофела с детальным описанием континентальных и морских обстановок осадконакопления, многогранговая классификация которых не потеряла значения до наших дней.

Таким образом, наряду с интенсивным исследованием вещественного состава седиментитов совершенствуются методы палеогеографических реконструкций, в том числе и на базе новых наук — литологии, геохимии и палеоэкологии — закладываются основы детального литогенетического анализа, учения о формациях и начинается интенсивное и планомерное изучение современных морских осадков.

Современное состояние. Генетические представления проникают в самые разнообразные геологические исследования и в советской геологии становятся обязательным их элементом. Четко оформляется учение о генетических типах континентальных образований, ставшее важнейшим методом решения научных и практических задач (Н. И. Николаев, Е. В. Шанцер и др.), развивается фациально-циклический метод изучения угленосных толщ (Ю. А. Жемчужников, В. С. Яблоков, Л. Н. Ботвинкина, П. П. Тимофеев и др.) и его модификации (Г. А. Иванов, А. Г. Кобилев и др.). Из подобных литогенетических исследований сформировался метод генетического анализа морских отложений, развиваемый в 1960—1965 гг. автором.

Одновременно развивалось и совершенствовалось учение о фациях — были опубликованы в 1955—1956 гг. капитальные труды Д. В. Наливкина и в 1963 г. В. И. Попова, разработавшего оригинальную методику фациально-палеогеографических исследований, основанную на «динамическом принципе палеогеографии». В нем окончательно формируется представление, которое, беря начало от А. Грессли, шло через «изопические фации» Е. Мойсисовича, «фации — единицы ландшафта» И. Вальтера, «современные фации» А. П. Борисяка, «фации», «сервии», «нимии» и «формации» Д. В. Наливкина. Но в отличие от предшественников, выделявших фациальные единицы по условиям осадконакопления, что оправдывало при-

нение и термина «фация», В. И. Попов ведущим признаком выделения фаций считает динамический процесс, т. е. то же, что геологами кладется в основу выделения генетических типов отложений. Такое дублирование терминологии — источник путаницы понятий. Оно делает малопродуктивными ценные исследования кайнозойских моласс и других формаций Средней Азии, разработанную методику и интересные обобщения, содержащиеся в трудах В. И. Попова. Значение динамических процессов для палеогеографии подчеркивали А. В. Хабаков и К. К. Марков. А. В. Хабаков видел главную цель палеогеографических исследований в установлении различными методами и по разным признакам направленности, динамически обусловленной первичной анизотропии осадков и породивших их обстановок.

Палеоэкологические исследования, без которых невозможен комплексный генетический анализ, благодаря работам Р. Ф. Геккера, В. П. Маслова, И. В. Хворовой, С. В. Максимовой, С. В. Тихомирова, К. К. Орвику, Д. Л. Кальо, И. К. Королюк, А. И. Осиповой, Т. Н. Бельской, Г. А. Смирнова, В. П. Макридина, М. В. Михайлова, Е. И. Кульмичевой, В. С. Саянова и многих других достигли расцвета при изучении карбонатных отложений. Им посвящены также работы Г. И. Теодоровича, Г. И. Бушинского, С. И. Шуменко, Р. У. Фейрбриджа, Н. Д. Ньюэла, Р. Л. Фолка, Б. У. Логана, Р. Дж. Данхэма, Дж. Л. Уилсона и др. На новых методологических основах, сформулированных Н. М. Страховым, успешно развивается геохимическое направление, внесшее свой вклад не только в понимание происхождения отдельных пород и отложений, но и в общую теорию литогенеза. К нему примыкают интенсивно развивающиеся методы индикационной палеогеографии и генетического анализа, основанные на последних достижениях химии и физики [определение палеотемператур, солености, окислительно-восстановительного (Eh) и щелочно-кислотного (pH) потенциалов и других параметров среды], на изучении парагенезов аутигенных минералов, что наиболее полно отражено А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым, В. И. Муравьевым, И. М. Симановичем и др.

Все больше наполняется генетическим содержанием представление о геотомиях, учение о которых (формациология) развито В. И. Поповым, Н. Б. Вассоевичем, Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым, В. В. Белоусовым, В. Е. Хаиным, Г. П. Леоновым, Ю. А. Кузнецовым, Н. М. Страховым, Л. Б. Рухиным, В. И. Драгуновым, В. М. Цейслером и др. Формации выступают как историко-генетические типы осадконакопления.

За последние 35 лет получено больше новых данных о составе, строении и происхождении осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, чем за предшествующую историю. Из морских образований это относится прежде всего к флишу, изучением которого в 1948—1951 гг. занимался Н. Б. Вассоевич, шлиру, карбонатным, кремневым, фосфоритовым, соляным, вулканогенно-осадочным формациям, а также к изучению современного морского и океанического седиментогенеза, способов и условий образования железных, марганцевых и медных руд. Развернувшееся и продолжающееся научное насту-

пление на Мировой океан дает геологам огромный материал о составе, строении и происхождении морских отложений. Наиболее полные обобщения сделаны А. П. Лисицыным, а также М. В. Кленовой, В. П. Зенковичем, Н. М. Страховым, П. Л. Безруковым, Д. Е. Гершановичем, О. К. Леонтьевым, Ю. А. Богдановым, Е. М. Емельяновым, И. О. Мурдмаа, К. О. Эмери, Ф. П. Шепардом, Ф. Х. Кюненом, Г. А. Менардом. В результате этого изучения были выделены вещественно-генетические типы морских осадков, охарактеризованные преимущественно по условиям осадконакопления и меньше по геологическому способу формирования отложений, т. е. не по их генетическим типам. В этом проявился традиционный фациальный подход к морским отложениям, оказавшийся, однако, недостаточным на современном этапе геологических исследований.

В последние десятилетия становится предметом осмысливания и сама история становления генетического анализа осадочных толщ и палеогеография (Н. Б. Вассоевич, Ю. А. Соловьев, Н. М. Страхов, Г. П. Леонов, С. И. Романовский и др.). Она показывает неуклонную тенденцию все большего расширения и углубления генетических и палеогеографических исследований, что нашло свое отражение и в публикации большого числа специальных руководств и методических пособий [9, 13, 26, 31, 32, 33, 34, 37 и др.].

История развития генетических и палеогеографических исследований показывает, что постепенно осознается необходимость единого подхода к изучению как континентальных, так и морских, как современных, так и древних, как экзогенно-осадочных, так и вулканогенно-осадочных отложений. Это диктуется прежде всего развитием формационного анализа и выделением геотемпальных, в которых разнообразные по генезису и средам отложения находятся в неразрывном естественном, историко-геологическом единстве. Единый подход к изучению суперкрупных образований требует распространения на морские отложения представления о генетических типах и выработки единой комплексной методики генетического анализа, включающей прежде всего два основных метода: фациально-палеогеографического и литогенетического. Современные генетические исследования могут быть лишь комплексными фациально-палеогеографо-литогенетическими.

СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В МОРЯХ И ОКЕАНАХ

Современное осадконакопление для разработки проблемы генетической типизации морских отложений имеет решающее значение, поскольку оно позволяет изучать связь седиментационных процессов с определенными типами осадков и расшифровывать генезис древних отложений.

Хотя процессы морского седиментогенеза изучены далеко не полностью, о чем свидетельствуют продолжающиеся открытия неизвестных ранее седиментогенерирующих течений (контурных, каскадных и др.), в основном они уже известны не только океанологам, но и

широкому кругу геологов, все чаще прибегающим к актуалистическому материалу для генетической расшифровки собственно геологических объектов — древних отложений и заключенных в них полезных ископаемых. Именно их инициативой, в свою очередь питающейся запросами практики геологических исследований, вызван интерес к генетическому изучению новейших осадков Мирового океана и к выделению их типов по способу образования — генетических типов отложений, которые можно было бы распознавать и в древних формациях.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДКОВ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

За столетнюю историю изучения осадков Мирового океана, начиная с исследований экспедицией на судне «Челленджер» (1872—1876 гг.), но главным образом в послевоенные годы была не только открыта особая, до того практически неизвестная область осадконакопления, но и детально исследована. Существенный вклад в изучение осадков морей и океанов внесли советские океанологи и геологи.

Систематические исследования морских осадков в России начались в конце XIX в. В экспедиции на судне «Черноморец» в 1896 г. Н. И. Андрусовым и И. Б. Шпиндлером было установлено наличие сероводородного заражения Черного моря и взяты пробы осадков дна и более глубоких горизонтов, сформированных в период сильного опреснения. Северной научно-промысловой экспедицией (1898—1906 гг.) под руководством Н. М. Книповича, а потом Л. Л. Брейтфуса собраны сведения о морских осадках и фауне Баренцева моря.

После Великой Октябрьской революции, когда в 1921 г. был создан Плавающий морской научный институт (Плаваморин), исследования развернулись широко. В них принимали участие Я. В. Самойлов, М. В. Кленова, А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, В. П. Зенкович, Т. И. Горшкова и др. Первым научно-исследовательским судном была шхуна «Персей». Изучались прежде всего внутренние и окраинные моря: Каспийское, Черное, Белое, Баренцево и др., а потом Северный Ледовитый океан.

С небывалым размахом изучение морских осадков развернулось после Второй мировой войны. Оно было начато кругосветным плаванием шведского судна «Альбатрос» (1947—1948 гг.) под руководством Г. Петтерсона (1952 г.) и первым рейсом советского «Витязя» в Тихий океан (1949 г.). С тех пор оно постоянно развивалось, становилось все более комплексным и всеобъемлющим, совершенствовалось технически и методически, а с 1957 г. в рамках Международного геофизического года и Международного геофизического сотрудничества, проводится по согласованным планам и с обменом материалами и информацией. Неоценимое значение для развития генетического анализа морских отложений приобрели методы визуального наблюдения аккумулятивных форм рельефа дна морей и океанов и процессов их образования с погружаемых аппаратов и подводным фотографированием, что вместе с непрерывным эхолотированием дна, а потом и непрерывным сейсмическим профилированием позволили при-

менить геоморфологический метод генетического анализа и под водой и тем самым значительно сблизить последний с генетическим анализом субазральных образований. Начавшееся в 1965 г. глубоководное бурение, которое с 1968 г. стало вестись с усовершенствованного судна «Гломар Челленджер», позволило изучать морское осадконакопление не только путем описания современного лика дна океанов и морей, но и по керну буровых скважин, вскрывших не только кайнозойские, но и меловые, и юрские отложения. Многие советские океанологи и геологи принимали непосредственное участие в рейсах этого судна, пробурившего к настоящему времени свыше 500 скважин глубиной до 1300 м при максимальной глубине воды в 6000 м.

Новые данные по морским осадкам и отложениям обобщены в многочисленных работах А. П. Лисицына, П. Л. Безрукова, В. П. Петелина, О. К. Леонтьева, Д. Е. Гершановича, Г. Н. Батурина, Е. Н. Невеского, Н. А. Айбулатова, А. А. Аксенова, Ю. А. Богданова, И. О. Мурдмаа, Н. В. Логвиненко, Е. М. Емельянова, П. А. Каплина, П. П. Тимофеева, Н. А. Лисицыной, Г. Ю. Бутузовой, Ф. А. Щербакова, Г. А. Сафьянова, И. И. Волкова и многих др.

Основные итоги сводятся к следующему: установлены вещественно-генетические типы осадков и их компонентов; изучены терригенное питание, биологический круговорот веществ, управляющий биогенным седиментогенезом, исследуется эндогенное питание водоемов; выявлены основные закономерности распределения осадков на дне водоемов — разнообразные зональности осадкообразования; выявлено эдафогенное питание осадочного процесса; генетическое изучение в основном ограничивалось установлением происхождения компонентов осадка (терригенных, биогенных, меньше — эдафогенных и вулканогенных), но часто не доводилось до выявления способов формирования отложений как определенных геологических тел, т. е. не определялись генетические типы отложений; изучение морских осадков было двумерным, в основном площадным, и поэтому преобладал описательный подход; лишь в последнее время, особенно с использованием глубоководного бурения, стало возможно объемное изучение; создавшееся базу для историко-геологического подхода и, в частности, для выделения геологических формаций. Процессы подводного выветривания и порождаемых им образований изучались недостаточно.

ФАКТОРЫ, ЗОНАЛЬНОСТИ И ТИПЫ МОРСКОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Основными движущими силами осадкообразования в морях и океанах, как и на континентах, являются тектонические и климатические факторы. Ими определяются и главные черты распределения осадков на дне водоемов, приобретающего форму той или иной зональности: фациальная структура осадочного чехла как в глобальном, так и в региональном масштабе характеризуется не беспорядочным расположением типов осадков и преимущественно не изометричностью их площадей, а большей частью закономерной сменой и отчетливой линейностью или анизометричностью ареалов. Выделяются зональности тектонические и климатические. Первые отражают ре-

ЖИМ тектонических движений и являются таким образом эндогенными в своей основе. Вторые порождаются изменением параметров внешней среды, прежде всего — температуры и влажности, отражающих зональное поступление солнечного света и тепла и движение в атмосфере и гидросфере, меняющихся в основном широтно, климатически.

В комплексном понятии тектонического фактора и тектонической зональности седиментогенеза можно различать собственно тектонические и опосредствованно тектонические факторы и зональности. Собственно тектонические факторы в осадконакоплении проявляются преимущественно косвенно. Прямые проявления сводятся в основном к влиянию землетрясений, способствующих обрушению, оползанию, сходу мутьевых потоков и другим катастрофическим явлениям, а также дроблению горных пород в разрывных зонах. Косвенно тектонические факторы выражаются в поддержании градиента рельефа [39], или гравитационном потенциале, трансгрессии и регрессии, обусловленных дифференциальными тектоническими движениями, и проявлении вулканизма. Выражением собственно тектонических факторов — тектонических движений — является глобальная тектоническая зональность, по которой земная кора и поверхность литосферы подразделяются на тектонически активные и тектонически пассивные зоны, или зоны с активным и пассивным тектоническими режимами. Первому соответствует расчлененный рельеф, или его значительный градиент, вулканизм, частота и сила землетрясений и подавление климатической зональности как в море, так и на суше, так что климатические типы литогенеза оказываются неразвитыми или замаскированными. Наоборот, при пассивном режиме все эти характеристики противоположны: рельеф нивелируется, землетрясения становятся редкими и в основном наведенными, удаленными, движения — замедленными и т. д. В полной мере проявляются климатические факторы седиментогенеза, особенно на суше, где его климатические типы становятся основными, а широтная климатическая зональность — главной.

Опосредствованные тектонические факторы, в которых роль тектонического режима еще более косвенная и отдаленная, проявляются в различиях типов земной коры и распределении континентальных и океанических сегментов Земли. В этом суммируется вся геологическая история планеты, по крайней мере ее верхних оболочек, следовательно и история биосферы и всей системы перисферы, т. е. и проявления экзогенных факторов (включая и климатические) и экзогенных зональностей. Поэтому главнейшей зональностью седиментогенеза на Земле фактически становится циркумконтинентальная в широком понимании: она позволяет подразделить его на два самых крупных типа, или надтипа — континентальный и океанический.

Основная в океаническом седиментогенезе циркумконтинентальная зональность определяет главные отличия формирования отложений по нормальному к берегу направлению, т. е. от континента в сторону центральных частей океанов и морей. Обычно на нее накладывается вторая тектоническая зональность — вертикальная, наиболее выразительно «завершающаяся» обособлением зоны самых больших

глубин океана, расположенных ниже критической для карбонатов (в среднем, 4500 м). Климатическая широтная зональность накладывается на циркумконтинентальную и вертикальную несогласно, нередко пересекая зоны под прямым углом, и, как и зональность тектонического режима, является глобальной, прослеживающейся на континентах и в океанах [17 и др.]. Помимо этих основных зональностей выявляются более мелкие, часто их производные, вторичные зональности: вулканические, зональности глобальных и более мелких течений, подъемов глубинных вод — апвеллингов и другие, выражающиеся в более мелкой фациальной структуре отложений.

Циркумконтинентальная зональность в океанах выражается прежде всего в обособлении двух мегазон и отвечающих им мегатипов седиментогенеза: континентально-окраинного, или, что то же самое, окраинно-океанического, и центрально-океанического, или собственно-океанического, которые различаются на минералогическом, геохимическом, породном, надпородном (отложения), формационном и более высоких уровнях. Континентально-окраинный седиментогенез территориально отвечает осадконакоплению в окраинных морях и системах «островные дуги — глубоководные желоба», а у пассивных окраин — шельфу — континентальному склону — континентальному подножию, т. е. переходной зоне от континента к океану. Поэтому он исключительно разнообразен, что усиливается климатической зональностью, прослеживающейся с континентов и становящейся при пассивном тектоническом режиме определяющей. Господствует терригенный седиментогенез, отвечающий прежде всего гумидным умеренной и тропической зонам, а также ледовой зоне. В аридных зонах полно развивается биогенный, местами хемогенно-биогенный седиментогенез, распространяющийся нередко и на соседнюю экваториальную влажную зону (область Большого Барьерного рифа и др.). На активных окраинах развит вулканогенно-осадочный тип седиментогенеза островных дуг.

Центрально-океанический седиментогенез менее разнообразен; он представлен четырьмя типами: вулканогенно-осадочным, биогенным, терригенным и собственно-пелагическим. Терригенный седиментогенез, в целом подчиненный, становится основным в ледовом варианте — в Северном Ледовитом океане и местами в Южном антарктическом океане, а также у некоторых континентальных окраин (северо-восточная котловина Тихого океана и др.).

ТИПЫ МОРСКИХ ОСАДКОВ

На континентальных или океанических окраинах исключительно велика роль литодинамических процессов, т. е. перемещения и аккумуляции материала под действием волнения, течений и других экзогенных факторов и силы тяжести, отличающихся высокой энергичностью, что отвечает силе взаимодействия гидросферы и литосферы. Факторному и динамическому многообразию переходной зоны соответствует вещественное, литологическое и генетическое разнообразие отложений.

Выделяются прежде всего отложения шельфа, детально изученные М. В. Кленовой, В. П. Зенковичем, Ф. П. Шепардом, К. О. Эмери, О. К. Леонтьевым, Е. Н. Невесским, П. А. Каплиным и др. Господствуют механогенные терригенные и мобилизованные на шельфе эдафогенные осадки всех гранулометрических типов от глыбово-валунных и более крупнообломочных (блоковых сакситов, по О. А. Мазаровичу и В. Г. Чернову, 1981 г.) до алевритовых и пелитовых, отлагающихся в затишных лагунных или западинно-шельфовых условиях. Хотя здесь можно встретить все типы осадков по отсортированности и отмытости, однако преобладают хорошо отсортированные и хорошо отмытые зернистые, хорошо или плотно сгруженные, с хорошей окатанностью. Кварцевые зерна имеют блестящую полированную поверхность. В распределении гранулометрических типов закономерность уменьшения крупности зерна от берега к бровке шельфа выступает лишь как наиболее общая, поскольку имеются многочисленные исключения; она отражает уменьшение гидродинамической активности в том же направлении. Однако нередко сильные донные течения во всех зонах шельфа и особенно на перегибе склона — на его бровке, что четко выражается в погрубении осадков (до грубых песков и гравия). Волнение часто достигает дна на всей глубине шельфа, препятствуя осаждению пелитовых и алевритовых частиц. Различия в гидродинамике позволяют выделить на шельфе три зоны седиментогенеза: 1) лагунную, 2) литоральную и сублиторальную и 3) неритовую — остальную, более глубокую часть шельфа.

Лагунная зона со специфическими осадками — алеврито-глинистыми сероцветными, обогащенными органическим веществом, отлагающимся нередко в опресненной воде, и эвапоритовыми хемогенными карбонатно-сульфатными и галогенными — располагается уже в пределах суши, но генетически тесно связана с морем. Нередко она становится областью мощного угленакопления, особенно в мангровой обстановке, т. е. способствует образованию осадков биогенного типа седиментогенеза. Специфичность состава, структур и текстур, органических остатков (морских, чаще всего ненормальной солености, и наземных), геохимической характеристики и другие признаки обычно настолько выразительны, что лагунные отложения узнаются непосредственно по ним, и поэтому они могут служить генетическим и палеогеографическим ключом для расшифровки смежных типов. Однако и лагунные отложения бывают безликими и могут быть приняты в древних толщах за западинно-шельфовые, авандельтовы или более глубоководные. В них решающими методами распознавания генезиса становятся парагенетический и фациальный анализы, показывающие, например, замещение в сторону моря баровыми и другими отложениями пляжа и сублиторали.

Литоральная и сублиторальная зоны в древних толщах образуют тесно связанные отложения, которые нередко оказываются ключевыми при расшифровке генезиса и обстановок шельфа, особенно если удастся выявить их роль как песчаных или галечных барьеров: от них как в сторону суши, так и в сторону моря уменьшается песчанистость и вообще грубообломочность и увеличивается глинистость, т. е. застойность водоемов. Песчаный или галечный барьер шириной от

десятков метров до десятков километров (например, у южного побережья Австралии в штате Виктория — 90-мильный двойной песчаный бар) отвечает зоне максимальной волновой энергии моря, т. е. высшей гидродинамической активности или, по Е. Н. Невесскому (1976 г.), зоне волнового перемещения и аккумуляции, целиком определяющихся гидрогенными процессами. В этой зоне максимально затруднено осаждение пелитовых и алевритовых частиц, и поэтому зернистые породы отмыты от них, а содержание алеврито-пелитовых прослоев снижается до 5—3 м на 100 м разреза, т. е. до 3—5 %. Естественно, сортировка, окатанность, сгруженность высокие, текстуры разнообразные и включающие грубые многометровые косые серии. Отложения наиболее обогащены тяжелыми минералами и заключают крупные россыпные месторождения. Поверхность зерен гладкая, часто полированная (обработка в воде). Фауна морская, активноводная, нередко в виде детрита. Обычны размывы и перерывы, косые срезания, линзовидность элементарных седиментационных тел, что приводит к сложным взаимоотношениям внутри зоны. Отмытый песок часто кажется неслоистым.

Неритовая зона, которой отвечает большая часть шельфа, начинается за зоной подводных песчаных валов, т. е. с глубин в метры или десятки метров (на океанских шельфах), характеризуется меньшей (сравнительно с литоралью) фациальной изменчивостью, более плавными переходами фаций, в основном песчано-алеврито-пелитовым составом, горизонтальной, волнистой и косой, чаще не грубой слоистостью, хорошей и средней сортировкой, хорошей и слабой отмытостью, линзами ракушняка, спикуловых песков и планктоногенных фораминиферовых или диатомовых илов, сохраняющихся в западинах и других участках затишья дна. В областях с ледовым питанием преобладают подводные морены, айсберговые и припайные отложения — песчано-пелитовые несортированные или слабо сортированные, неслоистые или с зачаточной слоистостью осадки с рассеянными валунами и неокатанным грубым материалом (антарктический и арктический шельфы и др.).

В аридных зонах и тех участках экваториального и тропических поясов, где мал терригенный сток, шельфовые осадки карбонатные биогенные: биогермные, ракушняковые и планктоногенные, в основном фораминиферовые, отчасти кокколитовые, в значительной степени биодетритовые механогенные, местами хемогенные.

Вулканический шельф, имеющий вулканическое питание, аналогичен шельфу с терригенным питанием, от которого отличается помимо состава кластических осадков нередко большей грубостью, худшими сортировкой и окатанностью, прослоями туфов и лавокластивов. Однако возможностей сохранения туфов от перебивания мало, и поэтому чаще развиты тефрогенные осадки, формирующиеся за счет свежей или относительно свежей тефры при ее переотложении как на шельфе, так и на берегах. При массовом поступлении материала, особенно в периоды извержений, он не успевает полностью перебиваться и рассеиваться и предстает в виде вулканогенных, туфовых, гиалолитовых и лавокластивовых накоплений. В западинах формируются хемоген-

ные кремневые, железорудные, марганцеворудные отложения гидротермального питания.

Особо выделяются дельтовые осадки, часто образующие гигантские, в тысячи километров по фронту и в продольном направлении тела (у Ганга и Брахмапутры, Янцзы и Хуанхэ, Миссисипи, Амазонки, Нигера и др.), частью располагающиеся в пределах суши, распространяющиеся на весь шельф и нередко на континентальный склон и его подножие. Спесифика их осадков и отложений — рукавообразная форма песчаных тел — речных выносов, или подводного аллювия, большое число отстойных водоемов, частые биогенные накопления (торф, сапропелиты, ракушняковые банки, местами береговые коралловые рифы и др.), широкое развитие ихнитолитов, или биотурбитов, интенсивное гипергенное и диагенетическое перераспределение аутигенных минералов и, в ископаемых дельтах, образование крупных тел пластовых и линзовидных конкреций и т. д. — объясняется динамикой речного потока, его взаимодействием с динамикой моря, особенно с волновым процессом, а также смещением речного стока с морскими водами, включая и лагунные. Скорости седиментации нередко здесь на порядок выше скоростей самых быстрых тектонических опусканий, что объясняет ведущую роль собственно осадконакопления в рельефообразовании мезо- и мегамасштаба и создании специфических обстановок, которым подчинены все другие процессы седиментогенеза. Так, на склоне дельты и у ее подножия генерируются мутьевые потоки высокой плотности и иные гравитационные течения и откладываются турбидиты.

Формирование отложений неритовой зоны происходит благодаря гидрогенным и гравитационным процессам, к которым присоединяются или становятся доминирующими биологические и вулканические.

Осадки континентального склона формируются в основном под действием силы тяжести, т. е. гравитационными процессами, меньшую роль играют гидрогенные (донные течения) и еще более скромную — хемобиогенные процессы. Господствуют тонкие терригенные, алевроито-пелитовые, подчиненное — значение имеют песчаные и более грубые осадки кварц-силикатного состава, карбонатные шельфы — известкового состава, нередко плохо сортированные, неслоистые и с горизонтальной, реже с мелкой косою слоистостью, с оползневыми складками, сингенетическими брекчиями, со смешанной шельфовой и батинально-пелагической фауной, с интенсивными редуционными процессами в илу. Если верхняя часть склона из-за крутизны часто лишена осадков и на поверхности дна сложена коренными породами, то его подножие — зона высоких скоростей седиментации и формирования мощных толщ, относящихся к турбидитам, оползневым отложениям, контуритам, а также к планктоногенным и пелагическим типам. Последние местами, особенно в аридной зоне и в центральных частях окраинных морей, доминируют.

Собственно океанический седиментогенез в типичном выражении (океанические котловины Тихого, Индийского, южной части Атлантического океанов) во многом противоположен окраинно-океаническому, не говоря уже о континентальном. Ведущими здесь становятся

биологические и химические, а также вулканические процессы, а подчиненными — гидрогенные* и гравитационные. Поэтому большие площади заняты планктоногенными известковыми фораминиферовыми и фораминиферо-кокколитовыми и кремневыми диатомовыми и радиоляриевыми илами пелитовой, алевро-пелитовой, нередко и песчано-пелитовой размерности. Их размещение контролируется широтной климатической, а также вертикальной и, косвенно, циркумконтинентальной зональностью.

Известковые илы приурочены к аридным и тропической гумидной зонам, в которых господствуют пассатные течения и волнения слабой и умеренной силы. Однако существующие площади известковых илов больше удлинены меридионально, в чем проявляются устройство рельефа дна и вертикальная зональность: срединноокеанические и другие хребты, к которым тяготеют преимущественно известковые осадки, имеют в основном меридиональное направление, и их обрамляют котловины с глубинами, превышающими критические для карбонатов (4500 м, а в Тихом океане до 3500 м), т. е. более 4500—5000 м, где только при поступлении осадков в большом количестве, например турбидитов, может сохраниться известь от растворения. Поэтому известковые органогенные илы образуют в Тихом океане две площади субмеридионального простираия: юго-восточную, тяготеющую к Восточно-Тихоокеанскому поднятию, и юго-западную, расположенную между Австралией и Новой Зеландией и протягивающуюся на северо-запад через поднятие Дарвина, сужаясь к Японии. Более мелкие поля имеются и в других районах. Сходные карбонатные осадки встречаются в Индийском и Атлантическом океанах, где помимо срединных хребтов и дна более мелких котловин они заходят на континентальное подножие и материковый склон у западного и восточного побережья Африки и западного и южного побережья Австралии, что объясняется аридностью климата — дефицитом разбавляющего терригенного кварц-силикатного материала. Например, у северо-западного побережья Африки, к северу от Канарских островов, на склонах банок Ампер, Сен, Дасия и других на глубинах 1700—2500 м распространены чистые фораминиферо-кокколитовые илы с птероподами, т. е. типичные пелагические биогенные осадки, поскольку с Марокканского и Мавританского побережий практически отсутствует сток. Биологический состав осадкообразователей меняется мало и в основном только количественно: в областях с высокой биологической продуктивностью (зоны течений и апвеллингов особенно) фораминиферы заметно преобладают над кокколитами, а в халистатических областях, с застойным характером вод и низкой биологической продуктивностью, наоборот, преобладают кокколиты — основной компонент нанопланктонных осадков. Из фораминифер глобигерины относительно обогащают осадки более высоких широт, а глобороталииды — низких. Местами заметно участие планктонных моллюсков — птеропод и гетеропод (Восточная Атлантика).

Кремневый планктон по продуктивности уступает известковому, и поэтому существенно кремневые осадки замещают карбонатные на больших, чем критические, глубинах или в приполярных поясах, где сокращается общая продуктивность карбонатного планктона. Основ-

ной пояс диатомового кремненакопления шириной 900—1200 км — циркумантарктический с максимальным содержанием аморфного кремнезема 72 %. К северу, у 40° ю. ш. диатомовые илы сменяются фораминиферовыми, и с этой границей совпадает конвергенция, пределы распространения айсбергов и средняя годовая изотерма воздуха +10 °С [17]. Гранулометрически это пелиты и алевропелиты, панцири диатомей целые или в виде детрита, более толстостенные сравнительно с шельфовыми (неритическими), и поэтому более стойкие к растворению и лучше сохраняющиеся. Они принадлежат к иным группам. Встречаются железомарганцевые конкреции. В северной части Тихого океана осадков с преобладанием диатомей сравнительно мало. Еще меньше их в Северной Атлантике. В Тихом океане выделяется еще тропический пояс диатомовых илов, состоящих из крупных (от десятых долей миллиметра до 1 мм) панцирей этмодискусов, непонятно еще почему дающих массовые скопления только в западной части океана. Распространены до самых максимальных глубин (до 10,5 км в Марианской впадине). Нередко они чередуются с красными глубоководными глинами. Радиоляриевые илы также встречаются только на сверхкритических глубинах и распространены в экваториальном поле Индийского и Тихого океанов, причем редко содержание радиолярий превышает 50 % — в основном это восточная часть Тихого океана. Они приурочены к зонам тропической, северной и южной дивергенции; переслаиваются с красными глубоководными глинами и нередко содержат примесь экваториальных диатомей до преобладания последних.

Красная глубоководная, или эвпелагическая, глина распространена на сверхкритических глубинах на площадях с нулевой или минимальной седиментацией — основное условие результативности хемогенного воздействия среды. Наиболее обширны площади в Тихом океане — в северной половине их не менее 40 %, а в южной около этой величины, и главные поля — западнее и восточнее Восточно-Тихоокеанского поднятия. В Индийском и Атлантическом океанах поля красных глин меньшие (суммарно — пятая или четвертая часть площади океанов), и они почти все находятся южнее экватора. Вблизи рифтовых долин срединных хребтов и разломов глины содержат большое количество рудных элементов и выделяются как металлоносные осадки. А. П. Лисицын выделяет разнородность — цеолитовые глубоководные глины, обычно развивающиеся по вулканическому стеклу при минимальной скорости, что отвечает аридным зонам. Не случайна прямая корреляция филлипсита и криоконита (космических шариков).

В северном полушарии в собственно океаническом седиментогенезе принимают более существенное участие терригенные осадки, естественно тяготеющие к периферии пелагиали и переходящие в осадки окраинно-океанической зоны: например, в Азиатско-Североамериканской полудуге, по периферии Европы и Америки в Атлантике, на северо-востоке Индийского океана и на всей площади Северного Ледовитого океана. Это в основном пелитовые и алевро-пелитовые серые осадки, уже с заметным содержанием органического вещества, определяющего редукционные процессы и приводящего к уменьшению

мощности верхнего окисленного слоя. Терригенные осадки на дне океанических плит чаще всего являются продолжением конусов выноса подводных каньонов и гигантских дельт Ганга, Инда, Амазонки, Нигера и др. Они способствуют формированию также огромных наклонных равнин и поверхностей выравнивания, что является признаком аккумулятивных процессов и близости суши. О. К. Леонтьевым [15] описаны гигантские аккумулятивные равнины, сложенные терригенным материалом, к западу от континентального подножия Канады (западнее турбидитовых конусов Дельгадо, Монтерей), у восточных берегов Северной Америки и др. В последнее время помимо дистальных турбидитов, внутренних волн, каскадных течений, планктоногенного накопления, айсбергового разноса, отложения туфов в формировании этих равнин все больше стала выявляться роль придонных течений, способных перемещать большие массы тонкого материала, как отложенного в турбидитовых конусах, так и биогенного.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОРСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Осадконакопление в морях и океанах характеризуется разнообразием вещественных, структурных и генетических типов осадков, а также скоростями их формирования и мощностями. Количественные их характеристики отличаются на много порядков. Все это указывает на разнообразие процессов седиментогенеза на дне морей и океанов и его движущих сил, и они могут быть положены в основу генетической типизации и классификации морских отложений.

На дне морей и океанов встречается весьма расчлененный рельеф с превышениями от долей метра до 11 км. Осадконакопление выравнивает или, наоборот, усиливает рельеф. Наличие рельефа определяет возможность гравитационных склоновых процессов и течений. О том, что течения действуют и на самых больших глубинах свидетельствуют не только знаки ряби, но и более общая закономерность: поглубине осадков и обычное сокращение мощности на вершинах холмов и поднятий.

Динамические, гравитационные и гидрогенные процессы участвуют в интенсивном переотложении материала любого генезиса и поэтому являются универсальной основой их генетического подразделения. Ими непосредственно создаются механогенные отложения, но они участвуют и в биогенном, хемогенном и вулканогенном седиментогенезе.

Исключительно разнообразно по формам накоплений и велико по масштабу биогенное осадконакопление, которое, кроме того, через создаваемый им рельеф (риффы и др.) в значительной мере контролирует гидродинамику, а через измерение концентраций и других химических параметров — и хемогенное осадконакопление.

Вулканогенный седиментогенез наиболее независим от экзосреды. Однако и его продукты и вулканические компоненты, поступая в общий механический, биологический или химический круговорот веще-

ства, часто тесно переплетаются с другими, экзогенными накоплениями, которые не всегда поддаются разделению.

Все больше накапливается данных о химическом и механическом воздействии морской воды и населяющего ее биоса непосредственно на осадки и породы дна, с которыми она при медленной скорости седиментации контактирует сотни тысяч и миллионы лет. Даже при отсутствии или слабом проявлении промывных процессов на большей части дна это взаимодействие выражается в сильных преобразованиях осадков, аналогичных субаэральному выветриванию, и формировании остаточных, механически, химически и биологически преобразованных накоплений.

Морской седиментогенез, таким образом, осуществляется в форме вулканического, биологического, химического и механического процессов осадконакопления, приводящих к формированию как чистых в генетическом отношении типов отложений (туфы, биогермы, прибойные пески и т. д.), так и в разной степени смешанных и гетерогенных. Следовательно, среди морских отложений, как и на суше, можно различать генетические типы, отличающиеся однородностью способа образования, и ассоциации гетерогенные, стоящие поэтому на более высоком ранговом уровне.

Рассмотрение морских осадков с позиций способов их образования дает новый материал для понимания генетических типов древних отложений и расшифровки палеогеографических условий их накопления, поскольку выявляет типовые модели осадконакопления, охарактеризованные как по процессам, так и по объективным литологическим признакам (структура, текстура, форма тела, состав и т. д.).

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ПРИНЦИПЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

ПОНЯТИЕ ГЕНЕЗИСА В ГЕОЛОГИИ И СЕДИМЕНТОЛОГИИ

Под генезисом или происхождением геологического объекта принято понимать прежде всего способ его образования, или ведущий процесс. При выяснении генезиса (табл. 1) геолог стремится ответить на вопросы как? каким образом? в результате какого процесса? произошли, образовались минералы, горные породы, свиты слоев, месторождения полезных ископаемых, складки, разрывы и т. д. Знание способа образования выражает самое существенное и специфичное в понятии о генезисе и определяет генетический тип объекта.

Происхождение геологического объекта, однако, еще не раскрывается полностью понятием о способе образования. Полное определение генезиса требует знания условий геологического процесса, порождавших тот или иной процесс или, по крайней мере, оказывавших на него влияние, так или иначе видоизменяя его. При установлении условий образования выясняется в какой среде — воздушной или водной, при каких температурах и давлении, в какой по энергетичности аэро- или гидродинамике, при какой концентрации вещества,

Генезис осадочных образований

Аспекты (стороны) генезиса	Палеотектонические и палеогеографические условия	Физико-химические условия	Источник вещества	Способ накопления	Факторы постседиментационного изменения
Характеристика генезиса	Тектонический режим, рельеф, климат, положение береговой линии, форма бассейна, глубина бассейна	Характер среды, соленость воды, температура, газовый режим, окислительно-восстановительный (Eh) и щелочно-кислотный (pH) потенциалы	Космический, вулканический, терригенный, эдафогенный, седиментогенный, диагенетический, гальмиролитический, техногенные	Вулканический, химический, биологический, механический, подводно-элювиальный	Давление, температура, подземные воды, глубина погружения, стресс, глубинные эманации
Вид изучения — метод исследования	Формационный, фациальный, палеоклиматический, циклический, палеовулканологический и стадийный анализы	Аутигенно-минералогический, палеоэкологический, геохимический, палеотемпературный и фациальный анализы	Минералогический (компонентный), геохимический, стадийный анализы	Собственно генетический, фациальный, парагенетический, текстурный и другие анализы	Стадийный, палеогеологический анализы

Общий генетический анализ (генетический анализ в широком смысле слова)

каких щелочно-кислотных (рН) и окислительно-восстановительных (Еh) потенциалах, пассивном или активном тектоническом режиме и прочих параметрах среды и обстановки происходило формирование геологического объекта.

В каком соотношении находятся способ и условия образования? Чтобы ответить на этот не простой вопрос, следует уяснить два генетических понятия — широкое и узкое. Генезис в широком смысле слова (*s. lato*) включает как способ, так и условия образования, тогда как генезис в узком смысле (*s. stricto*) — только способ образования.

Если говорить о генезисе более подробно и применительно к осадочным породам и отложениям, то содержание более узкого, специального понятия охватывает, во-первых, процессы накопления осадков из воздушной и водной среды, т. е. седиментацию в собственном смысле слова; во-вторых, процессы преобразования осадков и пород на месте в условиях поверхности литосферы и в стратиффере, т. е. поверхностный метасоматоз (выветривание) и диа-, ката- и метатегнез; в-третьих, формирование образований за счет эндогенного, вулканогенного и гидротермного материала на поверхности Земли и преобразование под его влиянием верхних частей литосферы, т. е. вулканогенно-осадочный седиментогенез и литогенез. В соответствии с этим различаются три основных способа (или группы способов) формирования осадочных образований: 1) экзогенно-седиментационный, 2) метасоматический и 3) вулканогенный или вулканогенно-осадочный. Экзогенно-седиментационный способ неоднороден и подразделяется на два сильно отличающихся между собой: биохемогенный и чисто динамический, или механический. Каждый из названных способов — вулканогенно-осадочный, биохимический, механический и метасоматический — в свою очередь подразделяется на более мелкие, вплоть до элементарных, лежащих в основе выделения генетических типов отложений. Последние выражают чаще всего ту или иную динамическую форму аккумуляции.

Понятие генезиса (в узком смысле слова) охватывает таким образом все процессы, идущие на поверхности литосферы и в стратиффере, приводящие к накоплению осадков и осадочных пород — вулканические и экзогенные; биологические, химические, физические и механические; процессы перемещения по поверхности Земли и образования на месте (риффы, элювий и др.); образование как осадок и преобразование всех иных пород (метасоматоз) и т. д., т. е. оказывается также достаточно широким. Выяснение способов формирования отложений, выражающееся прежде всего в установлении их генетических типов, можно назвать генетическим анализом в собственном, специальном смысле слова (генетический анализ *s. stricto*).

К понятию генезиса (в узком смысле слова) близок тот аспект происхождения пород, который раскрывает источник вещества, или компонентный состав (см. табл. 1). Поскольку осадочные образования могут формироваться практически за счет любых источников и компонентов, начиная от космических и вулканогенных и кончая техногенными, искусственными; эта часть генетического анализа весьма важна и является самостоятельным видом исследования, обычно

называемым минералогическим анализом. Однако по смыслу последний относится к петрографическому изучению, поэтому в рамках генетических исследований его лучше называть компонентным анализом, так как его задачей является установление генетических групп и типов компонентов, участвующих в сложении осадочных пород и отложений (терригенных, вулканогенных, биогенных, химических седиментогенных и диагенетических компонентов). Все чаще устанавливается роль эдафогенных компонентов (В. П. Петелин, И. О. Мурдмаа, и др.), мобилизованных на морском дне и участвующих в сложении морских и океанских обломочных осадков и пород. Следует различать как разноуровневые, генетические типы отложений и генетические типы компонентов пород. И если мы употребляем не только выражения «терригенная порода», «эдафогенный песчаник», а и «терригенные отложения», «эдафогенные отложения», то последние не являются генетическими типами отложений в общепринятом смысле, а лишь группами пород преимущественно терригенного или, наоборот, эдафогенного состава. Как генетические типы отложений они могут быть различными.

Широкое понимание генезиса, или происхождения, пород и отложений помимо способа образования включает, таким образом, компонентный состав и разнообразные условия накопления, начиная от условий мобилизации вещества в бассейне или за его пределами, кончая условиями преобразования в постседиментационные стадии осадочной породы. Физико-химические условия — характер среды (воздушная, водная), соленость воды, температура, газовый режим (Еh и др.), щелочно-кислотный потенциал (рН) — непосредственно определяют обстановку накопления в определенной зоне бассейна. Они восстанавливаются комплексными исследованиями, включающими аутигенно-минералогический анализ, геохимическое и палеоэкологическое изучение, определение палеотемператур и т. д. Палеогеографические и палеотектонические условия — форма, размеры, глубина бассейна и его частей, положение береговой линии, тектонический режим, рельеф и климат суши, режим питания и гидродинамика и т. д. — определяют не столько возможность и условия образования отдельной породы или каких-то отложений, сколько формирование крупных толщ слоев — осадочных формаций. Однако без этого аспекта происхождение породы было бы распознано неполно, часто недостаточно уверенно. Эти общие условия распознаются формационным и фаціальным анализами, изучением терригенных и аутигенных минералов, органических остатков, следов жизни, повторяемости пород и т. д. Наконец, знание условий преобразования осадка и породы после их возникновения, без чего картина происхождения была бы неполна, важно не только для того, чтобы восстановить облик первичного накопления (снятие наложенных изменений), но и проследить развитие минерального вещества в недрах Земли в масштабе геологического времени. Это изучение минеральных преобразований и новообразований под влиянием повышенных и высоких температур и давления, солевого состава подземных вод и других факторов получило название стадийного анализа, поскольку основной его задачей является установление стадий преобразования минераль-

ного вещества и отнесение к ним определенных парагенезов минералов и структурно-текстурных новообразований.

Изучение происхождения пород и отложений в этом, всеобъемлющем понимании можно назвать общим генетическим анализом или генетическим анализом в широком смысле (генетический анализ *s. lato*).

ПОНЯТИЕ О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ОТЛОЖЕНИИ

Одно из фундаментальных в геологии понятие о генетических типах отложений стало применяться русскими геологами последней четверти XIX в. Г. А. Траутшольд ввел понятие «элювий», В. В. Докучаев разработал учение о почве как особом генетическом типе, С. Н. Никитин подробно исследовал аллювий, А. П. Павлов выделил пролювий и другие типы и более четко сформулировал понятие о генетических типах континентальных отложений. Развернутого определения понятия А. П. Павлов не дал. Только в дополнении редактора к книге Э. Ога (1924 г.) он кратко определил генетический тип как отложения, образовавшиеся в результате работы определенных геологических агентов. Е. В. Шанцер считает, «что это определение не вполне точно передает понимание самим А. П. Павловым» [42, с. 10—18] и поэтому специально уточнил его: «За павловскими словами «определенный геологический агент» фактически кроется представление об определенном типе экзогенного геологического процесса, составляющем причину образования отложений данного генетического типа» [42, с. 11, 13—15]. Но как понимать «тип геологического процесса»? Е. В. Шанцер противопоставляет друг другу два понимания типа геологического процесса: «во-первых, как чисто динамического, или динамико-геологического, и, во-вторых, как историко-геологического, точнее, как историко-генетического. Соответственно меняется и содержание генетических типов: в первом случае, как динамико-геологическая категория, отражается родство физической природы движущих факторов, во втором — не столько родство физических факторов, сколько парагенетические связи и одинаковая роль в моделировке рельефа и формировании осадочного чехла, т. е. сходные результаты работы агентов» [42]. Последняя точка зрения обстоятельно обосновывается на примере аллювия и делювия, аллювия и флювиогляциальных отложений, делювия и пролювия, которые попарно весьма близки по своей физической природе, но существенно отличаются по форме накоплений, парагенетическим связям и общей роли в формировании осадочного чехла и рельефа. Генетическое родство постепенно таким образом отступает на второй план. Рассмотрим это подробнее.

В советской геологии четвертичных отложений преобладающим является последнее понимание генетического типа, блестяще обоснованное Е. В. Шанцером. Но оно противоречиво и труднее (сравнительно с первым пониманием) применимо к морским образованиям и древним отложениям вообще. Не случайно, вероятно, что в своем труде [42] понятие о генетических типах он лишь разъясняет его,

но так и не определяет, что, естественно, не способствует четкому и однозначному пониманию и применению термина.

Одна из особенностей подхода Е. В. Шанцера — естественность группировки отложений в типы и типов в более крупные единицы — группы и ряды. При этом достигается объединение родственных отложений не по какому-то одному (например, физическому процессу), а по сумме признаков, результирующихся в главном — геологической форме («геологической телесности», если можно так выразиться) накопления отражающей реальный итог интерпретации многих процессов. Многосторонне родственные отложения оказываются не разобщенными, а рассматриваются в составе естественных сообществ — парагенезов, с которыми геолог имеет дело в разрезах. Это не может не облегчать распознавание таких парагенезов и в их составе — отдельных типов отложений. С другой стороны, парагенезы отложений максимально освещают генезис более крупных ассоциаций — геотформаций. В парагенетическом подходе основное внимание обращается не на индивидуальные типы, а на их сообщества, которые, как уже отмечалось, более конкретны и естественны, следовательно, и более реальны. Парагенетические ассоциации отложений любых рангов представляются не абстрактными категориями, отражающими, например, только их физическую причину, а конкретными геологическими телами. Подход, в котором акцентируется внимание на такие парагенетические сообщества, становится не столько генетическим, сколько историко-геологическим, так как основывается на комплексности изучения и конкретности объекта и исходит из реальных результатов геологического процесса, осуществляющихся часто, а потому — устойчивых сообществ пород и отложений. И Е. В. Шанцер считает приматом общей историко-геологической, точнее — историко-генетической «характеристики над характеристиками частными — литогенетической и собственно динамико-геологической, которые входят в первую лишь как ее составные части, так сказать в снятом виде» [42, с. 15].

И здесь незаметно происходит трансформация одного понятия — генетического — в другое, парагенетическое, одного уровня (генетического типа) — в другой (формационный). Подменяется основное свойство генетического типа — генетическая однородность, или моногенетичность, — свойством быть парагенетическим понятием, т. е. гетерогенностью по способу образования. В самом деле, если пролювием считать не только отложения конусов выноса временных потоков, но и аллювиальные тела, которые формируются в пределах конусов в течение нормальной межселевой работы потока, то он действительно становится парагенезисом разных типов отложений, и это категория уже не генетическая, а парагенетическая, формационного характера, поскольку отвечает не только резко различным режимам, приводящим к существенно отличным накоплениям, но и разным стадиям жизни потока. В ископаемом состоянии они воспринимались бы как разные генетические типы с резко различной формой накопления (веерной у пролювия и лентовидной у аллювия), разной «промытостью» (непромытые, с мелкоземом у пролювия и промытые у аллювия) и другими отличиями.

Научная и в особенности методическая ценность понятия генетический тип определяются, однако, не столько его историко-геологическим и парагенетическим характером, сколько генетической целостностью и однородностью. Это особенно выявляется при генетическом изучении морских образований и древних отложений в целом, когда роль простого и наиболее «разрешающего» метода генетического анализа — геоморфологического — уменьшается, и отнесение слоев к тем или иным генетическим типам приходится основывать на результатах более косвенных и комплексных исследований, прежде всего на данных литогенетического изучения.

Вместе с тем и парагенетический подход и базирующийся на нем парагенетический метод — одно из крупных завоеваний советской геологии — должен найти свое место в генетических, палеогеографических и формационных исследованиях. Но для этого требуется более четкое его определение и разграничение с собственно генетическими понятиями и генетическим подходом.

Генетические типы — отложения, возникшие в результате экзогенного геологического процесса определенного типа, т. е. порожденные тем или иным доминирующим способом накопления — вулканическим, биологическим, химическим или чисто механическим, — проявляющимся в определенных, чаще всего динамических формах аккумуляции или их модификациях, зависящих от местных условий.

Из сказанного следует, что при выделении генетических типов, или генотипов, отложения типизируются не по условиям, а по способу накопления; последний должен ясно доминировать, иначе не получится типа (чистого типа), и мы будем иметь дело со смешением черт разных типов; тот или иной способ реализуется в определенной форме аккумуляции, представляющей возможность объективно описать и измерить на геологическом теле морфологически выраженные литогенетические свойства — признаки; одна и та же форма аккумуляции под влиянием местных условий (например, русловая флювиальная в ледниковой и внеледниковой области), изменяясь, нередко дает основания для выделения самостоятельных гомологичных типов.

СООТНОШЕНИЕ СПОСОБА И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Тот или иной способ накопления отложений, как и образование минералов и горных пород, определяется комплексом условий, которые, таким образом, оказываются первичными — решающими. Но, с другой стороны, геологический процесс и его результат, например отложения определенного типа, меняют прежние условия и создают новые — вторичные производные. Так, отложенные массы наносов у берега реки или моря меняют течения, отклоняя его в сторону и создавая условия тиховодные там, где раньше был быстрый поток, и условия эрозии на месте затишья. Порождаемое прикрепляющимися организмами рельефное образование на дне моря влияет на изменение условий в данном участке моря и особенно сильно по достижении базиса действия волн, когда появляются другие рифообразователи, ускоряется рост биогерма и скорость осадконакопления со-

путствующих типов, возникают лагунные и коллювиальные обстановки. Более того, процессы биосинтеза глобально изменяют условия окружающей среды и состав атмо- и гидросферы, влияя на хемогенное и даже механогенное осадконакопление. Таким образом, условия и процесс находятся в диалектической органической связи, т. е. влияют друг на друга, и успешно их изучить можно лишь в единстве.

При более детальном изучении, однако, необходимо их раздельное рассмотрение. Это позволяет оценить роль и вклад каждой из сторон генезиса и определить область и степень их взаимовлияния и относительной независимости. Возможность раздельного изучения процессов и условий определяется также их относительной, часто весьма значительной независимостью и самостоятельностью, хотя и неодинаковой в каждом конкретном случае. Так аллювиальный способ отложения сохраняет свою сущность в различных климатических (аридных, гумидных, холодных и теплых) и геоморфологических (горных и равнинных) условиях, оставаясь в главном независимым от них. Условия климата и рельефа лишь видоизменяют аллювиальный процесс, накладывают на аллювий определенный отпечаток, не меняя его по существу. Вместе с реками, пересекающими разные климатические и другие географические зоны, аллювий оказывается «транзитным», космополитным типом. Но независимость аллювия от условий, естественно, не абсолютная. Во-первых, условия регионального, а иногда и местного ранга все же накладывают на него определенный отпечаток, обуславливая появление тех или иных его географических (климатических, геоморфологических) вариантов. Кроме того, поднимаясь по иерархии, можно найти условия или обстановки такого крупного ранга, которые полностью его определяют, т. е. разрешают сам аллювиальный процесс: это условия суши в целом (за одним исключением — суша должна быть вне ледового типа литогенеза). Еще более независимы от местных условий и космополитны отложения туфов: разносясь по воздуху на сотни и тысячи километров от центра извержения, а иногда и неоднократно обращаясь в стратосфере вокруг Земли, пирокластический материал откладывается на огромных площадях, плащеобразно и несогласно перекрывая все зоны и фации. В морях и океанах терригенный грубый материал разносится также на тысячи километров от источника, например, припайным или айсберговым льдом и откладывается на разнообразные пелагические осадки.

Примеры можно было бы продолжить, но и приведенных достаточно для выводов о том, что: 1) местные условия или обстановки, иногда весьма высокого ранга, далеко не всегда являются определяющими для того или иного способа образования отложений или геологического процесса, 2) если условия или обстановки определенного ранга не являются определяющими для данного типа, отыскивается более крупная, которая будет минимальной из обстановок, обуславливающих течение процесса. Для отложений космического материала, например, это будет вся планета Земля, для туфов — также формально вся Земля, хотя на деле редко одно извержение способно покрыть пепловым материалом всю поверхность или отдельные континенты и океаны.

Определенная, часто весьма значительная независимость способа формирования отложений от местных условий — существенное отличие экзогенного породообразования от глубинного и определяется меньшей плотностью и подвижностью атмо- и гидросферы сравнительно с более косной литосферой и большей энергетичностью.

Геологические обстановки, процессы и способы образования отложений и их генетические типы, следовательно, различаются не только характером, но и рангом. Генетические типы отложений различаются также и степенью зависимости от условий или обстановок, и их можно расположить в ряд по возрастанию этой зависимости. На одном конце ряда располагаются туфы, аллювий, айсберговые и припайные (в Ледовитом океане) отложения, контуриты и некоторые другие отложения глобальных течений, типа Гольфстрим, а на другом — элювий, биогермные образования, автохтонные угли, накапливающиеся на месте и целиком определяющиеся местными условиями. К последним близки коллювиальные отложения. Дальше отстоят пролювиальные, прибойные, эоловые, лагунные, озерные приливные, волновые, западные морские, отложения вдольбереговых течений, еще дальше — турбидиты и планктоногенные отложения в океанах. Установление континентального и морского рядов транзитности, помимо помощи в систематизации генетических типов и в их сравнительном изучении, позволяет более глубоко познать континентальный и морской седиментогенез, в частности разнообразные парагенетические ассоциации генетических типов, нередко весьма далеких друг от друга (например, турбидитов и туфов, пелагических и ледово-морских, морских и континентальных, экзогенных и вулканических).

Выявленная определенная независимость способа от условий образований отложений подтверждает необходимость не только раздельного их рассмотрения, но и обеспечения каждой из этих сторон происхождения самостоятельными рядами понятий и терминов. Основным понятием, выражающим способ образования, как уже отмечалось, является генетический тип отложений. Более крупные единицы — группы и ряды. Основное понятие, выражающее условия накопления, — обстановка осадконакопления. В известной степени связующим между ними служит одно из важнейших понятий генетического анализа — понятие о парагенетических ассоциациях генетических типов отложений (парагенотипы).

ПРИНЦИПЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ

Понятие о типе создается, как известно, в результате типизации, т. е. группировании конкретных единичных предметов или явлений по одному из признаков (или по группе взаимосвязанных признаков) с целью выработки представления о их общем, типичном виде. Типичное можно рассматривать как статистически среднее или чаще как крайнее в определенном отношении значение, например, индивидуальный объект с наиболее полным набором типовых и четко выраженных характеристик.

Морские отложения, как и осадочные и вулканогенно-осадочные образования, вообще, могут типизироваться по самым разным признакам и аспектам происхождения. Весь опыт генетического изучения морских отложений однозначно указывает на предпочтительность основной типизации по их способу образования, т. е. по генезису в прямом смысле термина. По способу образования выделяются генетически наиболее однородные отложения (они нередко и вещественно однородны, например биогермные практически только известковые). Способ образования наиболее полно отражается в собственных литологических, палеонтологических и других объективных признаках, что облегчает диагностику типов. Диагностику морских отложений, как известно, нередко весьма трудно, и поэтому она производится комплексным методом, и наиболее «разрешающими» являются текстурный, структурный, биоэкологический, аутигенно-минералогический анализы, основанные на признаках, отражающих динамику среды отложения и другие способы накопления. Облегчает диагностику типов и их моногенетичность, или однородность по генезису, что должно способствовать выделению естественных природных тел однородного состава и генезиса.

Таким образом, одним из принципов генетической типизации морских отложений можно назвать типизацию по способу образования, по которому выделяется прежде всего основная, базисная и вместе с тем наименьшая и наиболее генетически однородная единица — генетический тип отложений. Генетический тип поэтому может быть расчленен только на подтипы или разновидности (поскольку в общенаучной системе он представляет собой вид). Но, кроме того, он может выражаться в разных вариантах — климатических (аридных, гумидных, ледовых), геоморфологических и др. Учитывая большое историко-геологическое значение ряда таких вариантов (например, флювиогляциальных параллельно с аллювиальными), стали выделять их как самостоятельные генетические типы. Более крупные генетические единицы — группы и ряды — обычно составляются путем группирования типов и групп. Но они могут выделяться и непосредственно как крупные типы, которыми они или их большая часть в сущности и являются (коллювиальные, элювиальные, биогенные, вулканогенные и др.).

Другой естественный принцип типизации — по источнику вещества или компонентному составу — относится в основном к породному и минеральному уровням, хотя применяется также и к более высоким, включая и формационный. Подробное его рассмотрение и применение выходит за рамки наших задач. Можно лишь отметить, что выделяются экзогенные и эндогенные группы компонентов как основные. Они вместе как земные, или теллурические, противопоставляются космогенным, или космическим. Все перечисленные группы компонентов как природные, или естественные, противопоставляются искусственным, или техногенным. Более дробные группы: биогенные, хемогенные, терригенные, которые далее подразделяются еще на ряд более низких уровней, вплоть до элементарных типов, отражающих все разнообразие источников вещества для образования осадочных пород.

Принципы типизации по тем или иным условиям или их комплексу — физико-географическим обстановкам осадконакопления — наиболее широко применяются к морским отложениям, на базе которых впервые и были они разработаны. После А. Грессли основой типизации для большинства геологов стали фации, и эта типизация производилась не только по вещественному составу и палеонтологическому содержанию, но и по глубинам бассейна, удаленности от берега и другим генетическим параметрам. Последние имеют разную методическую ценность и по разному используются в генетическом анализе и палеогеографических исследованиях. Типизация по глубине воды бассейна имеет, пожалуй, наименьшую методическую ценность как метод исследования, потому что этот географический параметр в древних отложениях устанавливается наименее достоверно. Следовательно, типы условий, обстановок и отложений, выделенные по палеоглубинам, практически в самом исследовании не участвуют, они устанавливаются лишь к его концу и, как правило, сугубо ориентировочно. Несколькo бoльшую методическую ценность имеют относительные глубины («относительно мелководные», «относительно глубоководные» и т. д.), они в некотором отношении подобны относительному возрасту. Типизация по расстоянию, или удаленности, от берега имеет определенное значение при сборе и обобщении фактического материала, но из-за конвергентности признаков возможны ошибки, что снижает ее ценность как метода, и он также не может быть основным. Кроме того, необходимость контроля картой фаций подчиняет его фациальному методу и фациальному принципу типизации отложений.

Основная типизация морских отложений, помимо способа образования, должна производиться по парагенетическим ассоциациям генетических типов и по связанным с ними обстановкам осадконакопления, называемым часто фациями, если последние понимаются как единицы ландшафта. И действительно, эти принципы весьма близки, если не тождественны. Только в одном случае исходят из отложений — тогда используют парагенотипы, в другом же — из обстановок, которые, однако, также выражаются в том или ином парагенеze пород и генетических типов. Более заметны отличия в способах выявления: парагенотипы на практике чаще устанавливаются в вертикальных разрезах (что, однако, недостаточно), как те или иные циклы, или циклиты, а фации и обстановки — на площади.

В проблеме типизации генотипов и парагенотипов намечаются две последовательные, но в действительности перекрывающиеся во времени стадии: 1) собственной типизации, т. е. первичное установление типов, определение их характеристик и создание возможно более полной их классификации, охватывающей все разнообразие отложений, и 2) применения разработанной системы типов к древним отложениям. Первая стадия базируется в основном на материале современных отложений, а вторая, собственно геологическая, существенно отличается от первой, так как типизируются сначала породы и их ассоциации, т. е. выделяются тесно связанные пространственными взаимоотношениями слои, изучается их распространение в разрезе и на площади, а потом уже определяется их генетическое лицо — произво-

дится отнесение слоев или литотипов к одному из генотипов или парагенотипов современных отложений.

Типизация отложений по тем или иным генетическим признакам перерастает в классификацию, которая должна основываться прежде всего на ее принципах.

ВЫВОДЫ

Произведенное уточнение и определение основных понятий и практика геолого-палеогеографических исследований позволяют сформулировать основные, в значительной мере уже очевидные и аргументированные принципы типизации генетических типов морских отложений:

1) разделения понятий о способе и условиях накопления, поскольку первый в экзогенной обстановке нередко оказывается весьма независимым (хотя и относительно) от условий соответствующего ранга;

2) ведущего значения или примата способа образования, отражающего генезис в прямом смысле термина и практически не применявшегося к морским отложениям до 60-х годов. Способ образования, объясняющий главные особенности строения и размещение отложений, полнее выражается собственными литологическими признаками пород и слоев и поэтому легче и обоснованнее восстанавливается по их морфологически выраженным особенностям, что помогает расшифровывать и условия накопления;

3) моногенетичности, или однородности по генезису — условие более правильного распознавания типов, особенно древних отложений;

4) предпочтительности историко-геологических оснований типизации перед чисто динамическими или литогенетическими, если это не противоречит предыдущему принципу, т. е. не нарушает моногенетичность. Самостоятельное историко-геологическое значение подводного элювия и хемогенно-биогенных отложений, не говоря уже о вулканогенно-осадочных, позволило выделить их из чисто динамического, или механогенного ряда;

5) историко-геологической конкретности и целостности, ведущей к выделению парагенетических ассоциаций генотипов — парагенотипов и формаций, т. е. комплексов отложений, однородных по месту или условиям (обстановке) накопления. По способу же образования они чаще всего разнородны. Таковы многие генетические типы, группы и некоторые ряды отложений по Е. В. Шанцеру [42].

СИСТЕМА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

ПУТИ ПОСТРОЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Многосторонность понятия «генезис» (см. табл. 1) позволяет классифицировать морские отложения по разным признакам происхождения: типу геологического процесса, или геологическому способу образования, источнику компонентов и разнообразным условиям или обстановкам накопления. Наиболее разработанными являются классификации по условиям и источнику вещества. Классификации же по типу геологического процесса фактически не имеют истории, хотя отдельные генетические типы намечались Н. И. Николаевым в 1952 г., В. И. Поповым и др. в 1963 г., а также геологами-ульщиками под руководством Ю. А. Жемчужникова в 1955—1956 гг. и в последнее время Л. Н. Ботвинкиной в 1974 г. и Е. Ф. Малеевым в 1975, 1977 гг. отдельные типы вулканогенно-осадочного ряда. Однако генетические типы нередко выделялись и в классификации (из-за их непоследовательности) по условиям осадконакопления (К. Прево, Е. Реневье, И. Вальтер, Дж. Баррел, У. Твенхофел и др.). Наиболее последовательна географическая, или ландшафтная, классификация морских отложений Д. В. Наливкина [26, т. I, с. 14—15], различающего четыре уровня: 1) формации моря, 2) нимии («сверхмерные», т. е., по-видимому, мегафации), 3) сервии («букеты», т. е. крупные фации или группы элементарных фаций) и 4) фации (т. е. элементарные, наименьшие фациальные единицы). Практически все эти единицы, особенно крупные, с собственно генетической стороны неоднородны и поэтому выделяются нами как парагенетические ассоциации отложений. Достоинство классификации — отсутствие промежуточных между континентальными и морскими, или переходных стложений (и обстановок их образования), которые часто рассматриваются как равноценные морским и континентальным комплексам (У. Твенхофел, К. Данбар и Дж. Роджерс и др.). У. А. Прайс группирует обстановки береговой зоны и отложения по форме берегов, типу и уровню энергии и отчасти по форме накопления (дельты разных форм и типов, песчаные бары и косы, органогенные рифы, лагуны, эстуарии, приливные формы и т. д.).

В. И. Попов [30] классифицирует морские обстановки, т. е. фации, и отвечающие им отложения — формации по многим признакам — параметрам среды и динамическим процессам, что естественно не может быть выражено одной классификацией. Он различает до шести фациальных, т. е. соподчиненных, ландшафтных уровней, из которых наиболее крупные — фациальные комплексы трех рангов: 1) подводный, отвечающий всему бассейну — морю или океану, 2) прибрежный и 3) удаленный подводный комплекс, примерно соот-

ветствующий окраинной и центральной частям бассейна; в каждом из них выделяются комплексы равнин или понижений и комплексы поднятий. Они в свою очередь делятся на более мелкие единицы: фациальные пояса и фациальные зоны. «Каждый фациальный пояс представляет самостоятельную потокообразную массу веществ, объединенных общим ведущим движением (например, подгорно-верный или волноприбойный). Они распадаются на литофациальные зоны; отложения каждой из таких зон представлены определенным типом пород, отличающимся от других по интенсивности и характеру своей динамики. Так обособляются активные подвижные обломочные зоны, умеренно подвижные пелитовые и, наконец, условно застойные, сложенные пелитовыми, коллоидными или кристаллизационными осадками» [30, с. 54]. Например, прибрежный равнинный комплекс расчленяется на пояса: а) подводнодельтовый (что приводит к искусственному дроблению единого и целостного природного парагенеза — дельты), б) мелкозаливный (но он может входить в «а»), в) волноприбойный (тоже входит в «а») и г) рифогенный. В системе отсутствует флювиальный (пояс вдольбереговых течений) и другие пояса. Удаленный равнинный комплекс расчленяется на пояса: а) подводных течений, б) мутьевых потоков, в) центральноотстойный и г) подводно-элювиальный (гальмиролитический). Фациальные зоны расчленяются далее на отдельные мелкие фациальные единицы — микрофации (например, стрежневой и косовой аллювий). «Каждая из таких микрофаций соответствует отдельной динамической фазе движения осадочного потока, распадаясь в свою очередь на ряд петрографических разновидностей пород, т. е. литогенетических типов, близких друг к другу по условиям развития и по составу слагающих их пород» [30, с. 54]. Самые мелкие фациальные единицы — минералого-геохимические — устанавливаются в рамках отдельных горных пород и характеризуют динамику физико-химических процессов. Их исследование относится к петрографии и потому выходит за рамки учения о формациях, хотя и должно учитываться при общем фациальном анализе. Таким образом, со снижением ранга фациальные единицы постепенно меняют свой характер — из ландшафтных они становятся вещественными — отложениями, породами и, наконец, минералами. Возникает вопрос, если вещественными фациальные единицы становятся только на самых низких уровнях, то, следовательно, авторы [30] не видят вещественных эквивалентов крупным единицам. Очевидно, они различают две параллельные иерархии единиц: фациальные, или ландшафтные, и вещественные, или породно-формационные, хотя на средних уровнях вещественные единицы практически не выделены.

В. И. Попов не исключает и выделение генетических типов отложений, что вполне естественно, поскольку все явления им рассматриваются не застывшими, а в движении, в динамике, и он формулирует «динамический принцип фациального анализа». При такой установке скорее можно было бы предполагать, что не найдется места «фациям». Однако в действительности исчезли (или заняли сугубо второстепенное место) генетические типы. «В каждом осадочном потоке господствует свой тип осадочного потока, а также ряд подчи-

ненных ему типов. Эти представления увязываются с предложенным А. П. Павловым динамическим расчленением генетических типов осадков, т. е. фаций в нашем понимании, по способам их переноса. Такой подход может быть распространен не только на наземные, но и на подводные отложения» [30, с. 190]. Автор различает монодинамические и полидинамические типы движения осадков, причем последние — закономерное сочетание монодинамических, которые понимаются как разновидность породы. «Петрографически обособленные друг от друга разновидности осадков, обязанные своим образованием одному и тому же монодинамическому способу переноса, соответствуют литогенетическим типам осадков в понимании Ю. А. Жемчужникова и его школы» [30, с. 191]. Это объясняет, почему понятие о генетических типах отложений фактически не нашло своего места в динамическом фациальном анализе: оно из генетического превратилось в петрографическое, подобно тому, что произошло в 1955 г. с фацией — «единицей ландшафта» у Д. В. Наливкина. С этим связано и неточное представление читателю понимания А. П. Павловым генетических типов отложений, относившим термин к более крупным по рангу и более сложным по строению образованиям и к отложениям, а не к осадкам или отдельным породам (хотя в принципе тип может быть представлен и отдельной породой — слоем, пластом). Кроме того, и А. П. Павлов и его последователи не сводили понимание генетического типа только к динамике, а рассматривали его более комплексно, т. е. примерно так, как В. И. Попов представляет полидинамические типы.

Генетические представления В. И. Попова отличаются разработанностью, какую можно видеть в трудах Ю. А. Жемчужникова и Р. Ф. Геккера, но от последних они отличаются еще и универсальностью, поскольку охватывают как континентальные, так и разнообразные морские образования, как средние геологические уровни, так и мельчайшие вещественные и крупные глобальные единицы ландшафтов, такие как океаны и материки. Осадок в представлении В. И. Попова не пассивен и не инертен, а активен. Он не только подчиняется воздействию извне, но и сам становится источником движения, меняет гидродинамику и другие условия, вызывает крупные оползни, мутьевые потоки и т. д. Седиментогенез включает понятия о разнообразных (не только особо подчеркиваемых динамических) процессах, которые буквально разрывают их фациальное «оформление», как бы порой насильно навязываемое им автором. Это противоречие содержания и формы и усложненность последней — вероятно результат влияния фациального засилья первой половины XX в., которого не избежал и такой оригинально мыслящий исследователь, как В. И. Попов, во многом опережающий развитие геологии. Его генетическая классификация морских отложений и их описание — самые полные для того времени (1963 г.). Читаешь о генетических типах, а они преподносятся как фации. В результате термин «фация» настолько перегружается содержанием, что он из инструмента превращается в тормоз познания. Это тем более странно, что В. И. Попов, всегда отстаивающий приоритет русской науки, в данном случае явно недооценил учение о генетических типах отло-

жений. Такова, вероятно, сила традиции, связывающей представление о генетических типах только с континентальными образованиями, а морские целиком отдающей «фациальному методу».

Проблема классификации морских обстановок сравнительно недавно — в 1972 г. обсуждалась Э. Кросби, который, однако, ограничился выдвиганием принципов, макетом и списком обстановок четырех уровней, составленным на основе синтеза предшествующих американских схем (У. Твенхофела, К. Данбара и Дж. Роджерса, Ф. Шепарда, Е. Мак-Ки), т. е. оставив вопрос о собственно классификации не решенным. Однако некоторые выдвинутые им положения интересны: 1) классификация должна быть многоуровневой и Э. Кросби различает четыре ранга; 2) при определении ранга подразделения следует учитывать возможность диагностики в древних толщах; 3) группировка должна быть естественной, не искажающей природные соотношения; 4) допускается возможность использования разных признаков на разных уровнях, например:

I уровень — смешанная континентально-морская обстановка (среда отложения);

II уровень — приливо-отливная обстановка (процесс, определяющий отложение осадков);

III уровень — прибрежная лагуна (место или способ накопления);

IV уровень — устричный риф (отложенный материал).

По существу таких же принципов придерживались Д. В. Наливкин, В. И. Попов и Г. Ф. Крашенинников [13].

Классификация отложений по способу образования или типу геологического процесса сводится к распределению их генетических типов, которая разработана только для континентальных отложений. В рамках представлений А. П. Павлова последние группируются не одинаково. Конкурируют и взаимно дополняют друг друга схемы, предложенные Н. И. Николаевым в 1946, 1948, 1952 гг. и Е. В. Шанцером в 1948, 1950, 1966, 1980 гг. В первой, базирующейся на понимании генетического типа в основном как динамической категории, они группируются по физической сущности процесса (работа льда, водных потоков, ветра и т. д.), чем достигается большая генетическая однородность групп, но нередко за счет разрыва естественных парагенетических связей. Например, работа текучих (т. е. потоковых) ледниковых вод, практически тождественная аллювиальному процессу, приводит к формированию отложений, зачастую неотличимых от обычного аллювия. Это и дает право рассматривать их вместе в составе группы отложений водных потоков. Однако при этом они (флювио-гляциальные отложения) отрываются от морен, с которыми образуют естественный, обусловленный единством места и времени (этапа) формирования, парагенез ледниковых отложений. Само обособление ледово-речных и собственно речных отложений становится в этом случае несколько искусственным. Тем не менее такая группировка полезна, особенно для морских и древних отложений. Решающим здесь оказываются методические соображения — достижение большей генетической однородности типов, групп и рядов, что способствует при сопоставлении близких типов более четкому и точному

выявлению их диагностических признаков, не говоря уже об углублении познания процессов их формирования.

Классификация Е. В. Шанцера как раз и основывается на группировании пород и типов по их естественным парагенезам, в котором предпочтение отдается целостности крупных сообществ типов и их историко-геологическому единству. Такие парагенезы сохраняют в группе естественные связи типов, и они могут в разрезах выделяться непосредственно, до детального анализа и расчленения на отдельные типы. Это делает такие парагенезы весьма ценными при геологическом картировании, региональных стратиграфических и формационных исследованиях. Но группы уже утрачивают собственно генетическое единство, поскольку объединяют гетерогенные по способу образования типы. Например, в ледниковом парагенетическом ряду объединены не только собственно ледниковые группы (морены), но и ледниково-речные (флювио-гляциальные) и ледниково-озерные (лимно-гляциальные) отложения. Это уже формационные сообщества, несущие не столько генетическую, сколько историко-геологическую нагрузку. В любом, даже единственном, парагенезе трех названных типов дана формация, ее элементарная ячейка. Эта же генетическая неоднородность в той или иной мере присуща и наименьшим единицам схемы Е. В. Шанцера — генетическим типам отложений.

Обе классификации, следовательно, имеют свои преимущества и ограничения, и они больше дополняют друг друга, чем исключают. Поэтому оба подхода должны найти свое место в естественном группировании генетических типов как континентальных, так и морских образований.

Группирование типов по тому или иному способу может идти снизу, от наименьших единиц — типов ко все более крупным — группам и рядам, и сверху, от общего представления седиментогенеза в целом. Первый способ использовался на начальных этапах развития учения о генетических типах отложений, когда была еще неясна общая картина осадконакопления и выделялись лишь отдельные типы и их парагенезы в конкретных областях. В настоящее время используют второй способ — от общего к частному. Так, Е. В. Шанцер [42, рис. 1] представляет континентальный седиментогенез как поток вещества, перемещающегося от высоких точек рельефа к областям его конечной аккумуляции — морским водоемам. Крупные этапы и различная форма миграции дают возможность обособить и крупные подразделения — ряды и группы.

Генетические типы континентальных отложений выделяются разными исследователями в основном одинаково (этому способствует и традиция, идущая от классиков русской геологии), но классифицируются по-разному. Наиболее разнящиеся схемы Н. И. Николаева и Е. В. Шанцера, которые соответственно можно назвать генетической и парагенетической, имеют свои преимущества, которые необходимо использовать и при классификации генотипов морских отложений, ибо для них, как и для древних в целом, генетические и парагенетические классификации в равной степени важны.

Морское осадконакопление можно так же, как и континентальное, представить (рис. 1) в виде потока вещества, идущего с континентов и достигающего центральной части морей и океанов, по пути разбивающегося на более мелкие потоки, в которых материал накапливается в несколько этапов. Это дало бы основание для выделения крупных и средних, а затем и мелких подразделений генетической шкалы. Однако при этом мы потеряли бы многие важные образования, вычленение которых существенно уточняет палеогеографические построения и весь историко-геологический анализ региона. Поэтому сначала надо представить морской седиментогенез в более общем плане, выделив в нем те геологические процессы формирования отложений, которые приводят к накоплению наиболее качественно отличных образований, документирующих самые важные в историко-геологическом отношении этапы. Используя принцип полярного противопоставления, успешно применявшегося В. И. Поповым [30], можно наметить две одинаково важные плоскости раздела: одна проходит между существенно эндогенными осадочными и экзогенными осадочными образованиями, другая тот же осадочный комплекс в целом делит на отложения и «неотложения», или образования, возникшие путем перерождения любых минеральных масс на месте метасоматически, т. е. в основном — продукты выветривания. Выделение эндогенно-осадочных или вулканогенно-осадочных образований важно потому, что они документируют этапы активизации тектонических движений, для которых характерны растягивающие усилия в земной коре и глубокие расколы, вскрывающие магматические очаги. Выделение же подводно-элювиальных образований позволяет наметить этапы «неотложения» осадков или такого замедления скорости седиментации, что накапливающийся материал успевает переродиться под влиянием морской среды, а это также равносильно перерыву. Перерывы же — вехи той или иной значимости в геологической истории региона, часто весьма важные в методическом отношении, поскольку позволяют конкретнее представить режим осадконакопления и по сопутствующим признакам — химическим особенностям, динамике и биосу среды.

Остающиеся после выделения вулканогенно-осадочных и подводно-элювиальных классов собственно экзогенные отложения можно было бы уже более адекватно представить результатом фиксации экзогенного, в основном терригенного, потока вещества, но тогда потерялись бы не менее важные, чем вулканогенные или элювиаль-

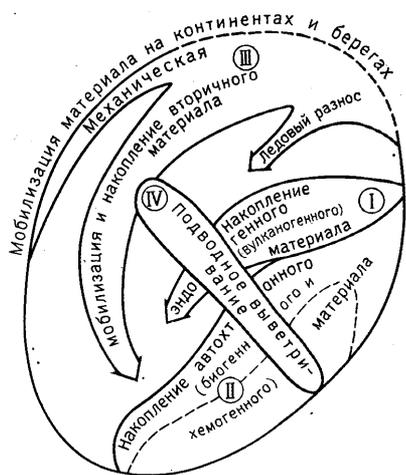


Рис. 1. Главные источники и способы формирования отложений в морях и океанах. Нумерация (I—IV) соответствует классификации генетических типов (см. табл. 2)

ные образования, рифовые и другие биогенные, а также и хемогенные накопления, если их, по примеру Е. В. Шанцера, поместившего торфяники в элювий, не отнести к тому же классу. Однако выделение биогенных и близких к ним хемогенных отложений знаменует не просто смену типа осадочного породообразования, а гораздо большее — иссякание миграционного потока терригенного вещества и проявление формирующей роли биоса и собственных вещественных ресурсов гидросферы, что связано с изменением климата и тектоническими движениями, а также с определенными стадиями жизни Земли, т. е. имеет самостоятельное и весьма важное историко-геологическое значение. Хемогенно-биогенное осадконакопление достаточно чувствительно и к небольшим изменениям динамики, температуры и химического состава воды, так что его выделение становится и гибким методом генетического анализа не только на уровне отложений (и формаций), но и на уровне осадков — пород.

Таким образом при классификации морских отложений необходимо в первую очередь принимать во внимание самые крупные геологические процессы, которые в основном принимают участие в осадконакоплении: 1) эндогенный вынос вещества в достаточном количестве, чтобы подавить, хотя бы на короткое время, экзогенный поток вещества, 2) биогенное и хемогенное накопление на месте или, чаще, в гидросфере, из которой материал осаждается по законам механической седиментации, оставаясь, однако, принципиально отличным в историко-геологическом отношении от собственно обломочного потока, 3) механический поток вещества, идущий в основном с суши и мобилизованный на берегах и дне водоемов (этим потоком создаются накопления не из новообразованного, а из реликтового материала в результате механического переотложения всех других образований Земли) и 4) остаточное накопление на месте преобразованных механическим, физическим, биологическим и химическим способами продуктов всех других пород и осадков, т. е. подводным элювиальным процессом.

В первых трех типах процессов проявляются сходные динамические формы аккумуляции, что, однако, не является достаточным основанием для объединения аналогичных по динамике накоплений в один генетический тип, как это нередко делается в существующих классификациях континентальных образований. Это был бы формальный, чисто механический подход, при котором решающим оказывалась бы не историко-геологическая сущность того или иного процесса крупнейших рангов, а его динамическая форма. При таком подходе генетический тип становился бы чисто динамической категорией. Хотя в физическом смысле большой разницы нет, что переносится и откладывается тем или иным течением — терригенная взвесь или биогенный планктон, — в историко-геологическом отношении различие их существенно, на что обращали внимание Н. М. Страхов, А. П. Лисицын, Ю. А. Богданов, Е. М. Емельянов и другие исследователи океанского седиментогенеза. Планктон и планктоногенные отложения тесно связаны, несмотря на некоторую миграцию компонентов под влиянием переноса течениями, с определенными участками бассейна, параметрами его среды, климатической зоной, стадией раз-

вития рельефа и этапом эволюции биоса. В этом отношении они не отличаются от биогермных и других органогенных накоплений на месте обитания организмов, которые считаются самостоятельными генетическими типами. Они весьма сходны с хемогенными отложениями, которые также определяются комплексом тектонических, климатических, геоморфологических, биотических и физико-химических условий.

Самые крупные группы или классы морских отложений, отвечающие четырем или пяти отличным типам процессов формирования экзогенных накоплений, по установившейся традиции названы рядами, которые в основном выдержаны по генетическому признаку и потому являются генетическими. Они по тому же признаку — типу процесса формирования отложений, но уже более определенного значения, — подразделяются на более мелкие единицы — семейства, или генетические группы, а иногда и на подгруппы.

Классификация парагенетических ассоциаций генетических типов отложений, или парагенотипов, тесно связана с циклическим анализом и проблемой выделения и изучения геотипов.

ПРЕДЛАГАЕМАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

Хотя вопросами классификации генетических типов морских отложений автор занимался уже при изучении юрских отложений Дагестана в 1952—1955 гг., общая схема в первом варианте появилась лишь в 1968 г., а в 1970 г. опубликована и первая схема классификации их парагенетических ассоциаций. С тех пор схемы дополнялись, менялось расположение подразделений, но принципиально они оставались прежними.

Классификация генетических типов морских отложений (табл. 2) содержит подразделения четырех (если считать и не везде выделяющиеся подгруппы) рангов: ряды, группы, подгруппы (лишь в некоторых группах) и типы. Три главных уровня отвечают общенаучным понятиям класса, рода и вида. Хотя расположение рядов, групп и типов в одну линию несколько нарушает многосторонность их связей, но это компенсируется удобством обозрения. В зависимости от первичности или вторичности минеральных компонентов отложений последние подразделяются на две группы: первая, охватывающая вулканогенный и хемогенно-биогенный ряды, в основном или целиком сложена первичными компонентами, возникшими на месте формирования отложений или при мигрировании без существенного разбавления из гидро- и атмосферы и при застывании ювенильного эндогенного лавового материала, предварительно диспергированного; вторая — накопления вторичного материала: в механогенном ряду это просто переотложение, т. е. реликтовые фрагменты других образований, в элювиальном к реликтовым добавляются еще и химически преобразованные на месте все другие минеральные массы, т. е. фактически новообразованные компоненты (глинистые, окисные и др.). Этим определяется расположение рядов. Классификация естественно начинается вулканогенно-осадочным рядом, как бы наиболее отличным от других, чисто экзогенных образований; к нему примыкает

Классификация генетических типов морских отложений

Ряд	Группа, подгруппа	Тип — отложения
I. Вулканогенно-осадочный	Эффузивно-осадочная	Лавокластиты Гиалокластиты
	Эксплозивно-осадочная, или туфовая	Пирокластические потоки
		Шлаковые конуса
		Тефровые
Резургентные (взрыв в постройки)		
Гидроэксплозивные		
Гидротермная	Вулканический элювий Гидротермные отложения	
II. Хемогенно-биогенный	Хемогенная: 1) активноводные	Активноводные
	2) тиховодные	Лагунные Западно-шельфовые Пелагические
	Биогенная: 1) донная	Мангровые Подводно-луговые Биогермные Банки ракушняковые
	2) планктоногенная	Лагунные Западно-шельфовые Пелагические
III. Механогенный (чисто динамический)	Коллювиальная	Обвальные Осыпные Оползневые Солифлюкционные
	Волновая	Прибойные Волновые собственно

Ряд	Группа, подгруппа	Тип — отложения
III. Механогенный (чисто динамический)	Флювиальная (течение-вая)	Речные выносы (или аллювий подводный)
		Приливные
		Вдольбереговых течений
		Стоковых течений
		Донных шельфовых течений
IV. Подводно-элювиальный	Застойно- или тиховодная	Лагунные Западинно-шельфовые Пелагические
	Марино-гляциальная	Морены подводные Айсберговые Припайные
	Физический элювий	Каменные развалы
Перлювий подводный		
Биоэлювий	Ихнитолиты, или биотурбиты	
Хемоэлювий	Панцири, или твердое дно	
	Гальмиролититы	

хемогенно-биоогенный, во многом продолжающий его, особенно в хемогенной своей части.

С чисто литогенетической стороны последовательность продолжается элювиальными образованиями, которые в какой-то степени дают материал и для механогенного ряда. Однако, вероятно, более правильно ими закончить ее, поскольку элювиальному процессу подвергаются все образования, включая и механогенные отложения; он вообще осуществляется в условиях, во многом отличных и даже противоположных условиям формирования отложений механогенного ряда, а именно тогда и на тех местах, когда и где другие способы осадконакопления не проявляются или чрезвычайно замедляются. Это качественно отличные этапы разной длительности и разного мас-

штаба, но всегда важные в генетическом и палеогеографическом отношении и нередко приобретающие большое историко-геологическое значение. Кроме того, как «неотложения», элювиальные образования противостоят всем другим генетическим рядам, за исключением может быть «вулканического элювия», который по способу формирования, т. е. генетически весьма близок к экзогенному элювию, но помещен из-за близких парагенетических связей с другими вулканогенными образованиями в вулканогенно-осадочному ряду.

Последовательность групп и группировка типов в значительной мере определяется расположением рядов и соответствующим развитием процесса формирования отложений. В вулканогенно-осадочном ряду это выражается сменой эффузивно-осадочного накопления эксплозивно-осадочным, а затем и гидротермно-осадочным, чему соответствует и последовательность групп. По этому принципу удаления от чисто магматического процесса располагаются и типы в группах. В хемогенной группе типы сменяют друг друга от активноводных, или активнодинамических, к затишным (выделяются соответствующие подгруппы) и от мелководных и прибрежных, к глубокоководным и удаленным от берега. Та же последовательность и в биогенной группе, а также в механогенном ряду, начинающемся коллювиальной группой, наиболее типично развитой на крутых склонах и берегах. Она сменяется волновой группой, также тяготеющей к берегам, которые нередко обязаны своим образованием и развитием волновой аккумуляции. С волновыми ассоциируются отложения прибреговых течений — речные выносы, или подводный аллювий, приливо-отливные отложения, накопления вдольбереговых и стоковых течений, что позволяет объединить их в одну флювиальную группу, хотя она охватывает не только вдольбереговые, но и глубокоководные течения. Помещение в одной группе отложений всех течений вне их естественных парагенезов делает ее генетически однородной, хотя с позиций парагенетического подхода она выглядит искусственной. Естественное и логическое завершение ряда — группа застойно- или тиховодных отложений, однако вслед за нею еще следуют марино-гляциальная группа, отложения которой встречаются по всему профилю от береговой зоны до пелагиали. Последовательность групп элювиального ряда определяется тем же принципом расположения по затуханию динамической энергии: от физического к биоэлювию и далее к хемоэлювию.

ВЫВОДЫ

В основу классификации генетических типов морских отложений положены принципы их генетической типизации, выступающие и в качестве классификационных признаков. К ним добавляется общенаучный принцип иерархичности, отражающий многоуровненность геологических процессов, обстановок и тел. Важным признаком классификации выступает также первичность или вторичность материала, что позволяет выделить две крупные группы или надгруппы рядов. Широко использован метод полярного противопоставления.

Разработаны классификации генотипов, парагенотипов и геоформаций.

Основными уровнями в иерархии генотипов отложений являются классы, семейства (роды) и виды или ряды, группы и типы; дополнительно выделяются надклассы или надгруппы рядов, подгруппы, подтипы, а также варианты.

По типам геологических процессов формирования отложений наибольшего историко-геологического содержания выделяются четыре (или пять, если разделять на самостоятельные ряды хемогенно-биогенные образования) генетических ряда, располагающиеся в последовательности от первичности и эндогенности материала отложений к его вторичности и экзогенности: вулканогенный или вулканогенно-осадочный, хемобиогенный, механогенный, или чисто динамический, и подводно-элювиальный. В основном в таком же порядке, а также в последовательности от высокодинамичных к застойным условиям и от прибрежных зон к центрально-бассейновым располагаются группы (их всего 13), подгруппы и типы (их 44). В рядах отложений выделяются сходные по динамике формирования типы; наиболее полный спектр динамических типов в механогенном ряду.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД

Вулканогенно-осадочный генетический ряд объединяет осадочные образования вулканического генезиса, т. е. отложения, возникшие на поверхности литосферы или в ее верхней части в результате вулканического процесса. Разграничение с собственно вулканическими, магматическими образованиями основывается на резко различных термодинамических условиях формирования, что наиболее четко отражено Л. В. Пустоваловым в 1940 г. в своем классическом определении осадочных пород. Он развил по существу термодинамический подход А. Н. Заварицкого (1932 г.) и В. Н. Лодочникова (1934 г.), считавших главным отличительным признаком осадочных пород то, что их образование связано в основном с энергией Солнца, а магматических — с планетарными силами и потому называвших первые экзогенными, а вторые — эндогенными. Л. В. Пустовалов увидел основное в этом подходе — указание на место и условия образования, что дало ему повод сформулировать понятие о зоне осадкообразования, т. е. поверхностной зоне, в которой совершаются процессы, имеющие то или иное непосредственное отношение к образованию осадочных пород. Определение осадочных пород этого класса литологии следует привести полностью. Он считал осадочными породами геологические образования, представляющие собою скопления минеральных или органических, или тех и других продуктов, возникшие на поверхности литосферы и существующие в термодинамических условиях, характерных для поверхностной части земной коры. По этому определению туфы — осадочные вулканические образования, поскольку они накапливаются на поверхности литосферы, как и экзокластические отложения, и к тому же обычно в холодном состоянии, т. е. при поверхностной температуре и низком давлении.

За исключением эндогенности вещества, в других своих свойствах, и прежде всего в структурно-текстурных, они — уже осадочные, именно вулканогенно-осадочные образования. Туфы могут быть наиболее правильно поняты и более полно описаны лишь с позиций седиментологии, что и объясняет их рассмотрение в курсах литологии.

Через источник вещества, следовательно, определить осадочные образования нельзя: они слишком сложны, многообразны и гетерогенны по генетическим компонентам, образуются за счет любого источника и, в частности, могут быть магматического происхождения. Главное подразделение минерально-породного вещества Земли, таким образом, производится по условиям формирования, что отражается самым крупным его расчленением на экзогенные (осадочные образования) и эндогенные (магматические и метаморфические образования) царства горных пород. Граница магматических и осадочных образований, следовательно, проходит скорее всего между игнибритами и аглютинатами, еще близкими к лавам или являющимися своеобразными лавами (игнибритами), с одной стороны, и туфами, именно — отложениями пирокластических потоков, из туфов наиболее близко стоящих к лавам, с другой. Вулканогенно-осадочными образованиями, таким образом, следует считать все **неперемытые** продукты вулканической деятельности, отложившиеся в воздухе или воде, как при собственно вулканическом процессе, так и в результате деятельности гидротерм, включая и не связанные с вулканизмом, а также продукты поверхностного гидротермального метасоматоза — «вулканический элювий».

Постепенный переход, обусловленный смешением и переотложением эндогенного или пирокласто-резургентного материала, затрудняет проведение границы между вулканогенно-осадочными, с одной стороны, и экзогенно-осадочными образованиями, с другой. Критерием разграничения должна служить неперемытость вулканогенных образований, а для пород — несмешанность пирокластических и других вулканических накоплений с экзогенными компонентами, понимаемая в обычных для осадочных пород нормах допустимых примесей, которых не должно быть больше половины. Например, образование с 51 % пирокластов и 49 % экзокластов еще пирокластическое, датирующее факт вулканического извержения, а при преобладании экзокластов — экзогенно-осадочное с пирокластами, менее определенно датирующее акт вулканизма. Но применение количественных критериев для разделения генетических типов отложений ограничено, так как качественно отличные способы накопления устанавливаются комплексом признаков, призванным наиболее полно отразить типичное, которое сделало бы типы эталонами для сравнительного генетического изучения. Поэтому и критериями разграничения вулканогенных и экзогенных образований служат признаки способов их формирования, причем в возможно более чистом виде. Если накопления вулканогенно-осадочного ряда начинают переотлагаться ветром, реками, прибоем, морскими течениями и т. д., мы будем иметь дело уже с экзогенными отложениями — тефроидами, в определенной мере документирующими своим компонентным составом проявление вулканизма.

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО ИСТОРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Если не считать упоминаний о вулканических образованиях в работах античного времени и средневековья, систематическое их изучение начинается со второй половины XIX в. Наиболее полный обзор по вулканитам дан И. В. Лучицким [22, с. 204—235 и др.], в частности квалифицировавшим первый обобщающий труд К. Фукса (1865 г.) как подведение итогов домикроскопического периода изучения вулканитов. Е. Рейером в 1881 г. были выделены «туфогенные отложения» (подводные вулканические туфы) и «туфогенные породы» (смесь терригенных и пирокластических компонентов), которые в 1893 г. Е. Мюгге назвал туффитами, И. Вальтер и П. Ширлиц в 1886 г. уже различали четыре генетические группы пирокластических накоплений: наземные, подводные (из материала подводных извержений), водные (отложенные из материала наземного извержения) и отложенные на суше, но затем переотложенные водой, то, что теперь называется тефроидами. Х. Джонстон-Левис в 1886 г. выделил генетические группы компонентов: 1) лавы, шлаки, пемзы, кристаллы, пепел — основные, ювенильные продукты данного извержения, 2) фрагменты раздробленной вулканической постройки, т. е. резургентный материал, и 3) материал фундамента. И. Тилл в 1887 г. предложил интересное разделение пород по происхождению кластических компонентов на: 1) пирокластические, сложенные вулканическими обломками, 2) эпикластические — из обломков более древних пород и 3) катакластические — из обломков, образовавшихся при тектонических подвижках. В сокращенном виде, как «эпикласты», второй термин используется в современных классификациях вулканических кластических пород.

В отечественной геологии первая систематическая работа по пирокластическим образованиям принадлежит Ф. Ю. Левинсону-Лессингу, рассмотревшему в 1888 г. их вместе с другими обломочными породами и определившему туф как обломочную породу, образовавшуюся из рыхлых продуктов извержения, сцементированных гидрокимически. Позднее он уточнил состав рыхлых вулканических продуктов: это пепел, песок, бомбы и грязевые потоки. Последние в настоящее время не включаются в состав туфов. Помимо туфов из переотложенного материала, отличающихся плохой сортировкой, Ф. Ю. Ленинсон-Лессинг выделял туфы слоистые, сортированные, возникшие при транспортировке водой пирокластического материала, которые сейчас относятся к тефроидам. Отложения разных по генезису грязевых потоков вулканической области, получивших впоследствии индонезийское название «лахары», лахаровые отложения, были изучены А. Лакруа в 1904—1906 гг. на о-ве Мартиника и у Везувия. В 1914 г. Ф. Вольф различал аутигенные и аллотигенные материалы: первые — ювенильные, принадлежащие магне данного извержения, и резургентные, образовавшиеся за счет дробления древних лав этого вулкана и постройки в целом, вторые — за счет пород фундамента. К. Россом в 1931 г. установлены диагностические признаки между переработанной пирокластикой и эпикластикой и соот-

ветствующими породами. В 1932 г. А. Н. Заварицким описаны происхождение типов туфов, туффиты и их морфологические отличия. В 1936 г. У. Твенхофелом подведены итоги изучения условий переноса и отложения пирокластического материала, его сортировки по мере удаления от центра извержения, морфологии, состава и превращения пеплов в морских условиях в бентониты. В 1932 г. Ч. Вентвортом и Х. Вильямсом по пирокластическим породам дан обзор систематики, уточнены определения, выделены четыре группы гранулометрических пирокластов и пород: 1) крупнее 32 мм — бомбы, агломерат, а для резургентного материала — брекчия вулканическая или туфовая, 2) 32—4 мм — лапилли, лапиллиевый туф, 3) 4—0,25 мм — грубый пепел, грубый туф, 4) менее 0,25 мм тонкий пепел (пыль), тонкий туф. В 1964 г. А. Ритманом подробно описаны рыхлые и жидкие продукты вулканов, введены новые понятия и термины, в частности «вулканиты» для всех пород и продуктов, образовавшиеся при извержении, «гиалокластиты» для стекловатого обломочного материала, возникающие при подводном излиянии лав и их фрагментации при быстром охлаждении; туффитами называются лишь подводные отложения.

В СССР в предвоенные и послевоенные годы чаще применялась классификация смешанных пирокласто-экзокластовых пород, разработанная в 1937 г. Е. Т. Шаталовым, подразделявшим собственно пирокластические и смешанные породы на три группы: 1) туфы и туфобрекчии, 2) туффиты и 3) туфогенные породы (туфопесчаники, туфоконгломераты и т. д.). Недостатки классификации стали заметны в 50—60-е годы, когда вулканосадочные образования начали изучать более детально. Это — необоснованность количественных параметров и, в частности, невыполнение основного принципа номенклатуры осадочных пород — подразделять их прежде всего по 50 %-ному содержанию компонента; аналогичность термина «туфогенные породы», поскольку он применяется не к туфовым накоплениям — наиболее туфогенным образованиям, а к экзогенным, т. е. наименее туфогенным (пирокластической примеси менее 25 %); общая эклектичность — из-за объединения генетической и петрографической классификаций. Те же недостатки то в меньшей, то в большей мере присущи и другим классификациям, число которых достигло нескольких десятков. Их основной недостаток — противоречие между детальностью подразделений и возможностями диагностирования выделяемых типов на практике. В вулканогенных толщах даже относительно молодых, например мезо-кайнозойских на Курильских островах и Камчатке, из-за конвергентности признаков уверенно определяются туфы, туффиты и другие крупные подразделения вулканогенно-осадочных пород лишь в редких случаях и часто только по комплексу признаков. Это делает понятия «туф», «туффит» и другие производные от них генетическими, главным образом из-за трудностей установления генетического типа пирокластических компонентов и того или иного реального, конкретного слоя в разрезе. Поэтому описание последнего в терминах «туф», «туффит» и «тефроид» часто превращается в субъективное навешивание генетических ярлыков и создает лишь кажущуюся генетическую, да и петрографическую изученность. Трудно-

сти диагностики туфа даже в случае однородной, монокомпонентной породы, исключая, может быть, витрокластическую, усугубляются при расшифровке смешанного состава, и поэтому обоснованно называть породу, например, туффитом удается редко. Это отражается и в разном трактовке и самого понятия «туффит»: им называют то туф, отложенный в воде, то смешанную пирокласто-экзокластовую породу (пропорции смеси не общеприняты и произвольны и не обоснованы), то переотложенные пирокластические накопления, что теперь чаще именуется тефроидами. Все это, во-первых, делает излишним дробное разбиение непрерывных рядов переходов (смешанных и переотложенных накоплений), а во-вторых, заставляет разрабатывать раздельно петрографические (литологические) и генетические классификации, которые служат разным целям, выполняют разные функции и применяются на разных этапах изучения.

Отмеченные выше недостатки в меньшей мере свойственны классификациям других авторов. Если и допускается в них непоследовательность и эклектичность, то она оговаривается и поэтому причиняет меньше вреда при палеовулканологических реконструкциях. Так, в классификации, предложенной в 1961 и 1966 гг. Р. Фишером, выделяются лишь собственно пирокластические породы — туфы (с содержанием пирокластов более 50%), которым противопоставлены только эпикластические, т. е. в основном экзогенные породы (с содержанием пирокластов менее 50% или без них, что выражается прилагательными). Кроме того, предусмотрены и те случаи (а их большинство), когда нет уверенности в выборе между пирокластическими (туфами) и эпикластическими породами. Тогда применяются генетически нейтральные, по возможности агенетичные (потому и удобные) термины, и ими естественно оказываются названия обычных осадочных пород: брекчия, песчаник, алевролит и др. Вулканический их состав выражается прилагательными «вулканитовый», «вулканитовая». Более поздние классификации европейских и американских геологов и вулканологов лишь уточняют и развивают подход Р. Фишера. Классификации же советских геологов (Е. Ф. Малеев и др.) более генетичны.

Генетические типы новейших континентальных вулканогенно-осадочных отложений Камчатки детально освещены Т. С. Краевой, Т. Н. Кременецкой, многими вулканологами, в особенности Е. Ф. Малеевым. Эти материалы послужили источником для капитального труда Л. Н. Ботвинкиной [1] по генетическим типам отложений областей активного вулканизма. В нем затронуты и морские вулканогенно-осадочные образования. Однако калейдоскопичность типов, подтипов, классов, групп, подгрупп, связанная с весьма мелким пониманием генетического типа, непоследовательность выделения ряда генетических подразделений требуют дополнительного обобщения богатого фактического материала. С. И. Набоко, Н. И. Наконником, Г. М. Власовым, И. П. Аверьяновым, В. М. Дуничевым, О. Г. Борисовым и В. Н. Борисовой, С. Ф. Главатских, обстоятельно освещены наземные современные и древние гидротермные образования, что послужило эталоном при расшифровке генезиса аналогичных подводных накоплений. Для познания последних большую роль сыграли

труды Г. С. Дзоценидзе, К. К. Зеленова, И. В. Хворовой, Н. Г. Бродской, Е. А. Соколовой, А. А. Гаврилова, Г. Н. Бровкова, Н. П. Хераскова, Т. Н. Херасковой, В. И. Гречина, М. Ю. Хотина, Г. А. Чихрадзе, Е. К. Мархинина и Д. С. Стратулы, А. Р. Гептнера, Л. П. Никитиной, С. В. Максимовой, Г. Ю. Бутузовой, Н. А. Лисицыной, Г. С. Харина и многих других, а также Т. Ватанабе, Н. Таллиафери, Ч. Офтедаля, О. Ольснера, А. Кинкеля, Д. Вильямса, Х. Рёслера, Д. Уайто, показавших решающее участие эндогенных гидротермных выносов под водой для формирования кремневых, железомарганцевых, некоторых фосфатных и других накоплений.

ТИПИЗАЦИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Проблема генетических типов вулканогенно-осадочных образований возникла более 15 лет назад. До этого они чаще всего выделялись Е. Ф. Малеевым и другими по названиям фаций. Так, «фация агломератовых потоков», «туфовая фация», «фация трубок взрыва», «лахаровая фация», «эоловая фация» и т. д. — не что иное, как генетические типы, различающиеся прежде всего способом формирования, что и было принято в более поздних изданиях.

Пирокластические отложения противопоставляются экзокластическим, возникшим в результате перемыва первых или физического выветривания вулканитов и других пород. Туфы накладываются на все фации плащеобразно, фациально, но имеют свою фациальную изменчивость, связанную с удалением от центра извержения и от оси преимущественного сектора разноса. В основе главной генетической типизации и классификации лежит способ накопления, т. е. прежде всего формы вулканизма, который естественно расчленяется на эффузивный, эксплозивный и гидротермный. Каждая из этих трех групп объединяет несколько генетических типов. По характеру среды (воздушной или водной) они подразделяются на две системы или сообщества вулканогенно-осадочных образований: наземные и подводные. Из-за большого сходства общих и частных процессов вулканизма и порождаемого им седиментогенеза на суше и в морях генетические типы и их группы во многом аналогичны. Это позволяет использовать для распознавания и типизации подводных вулканогенных образований, особенно на первых порах, более доступные и потому лучше изученные типы наземных накоплений.

ЭФФУЗИВНО-ОСАДОЧНАЯ ГРУППА

Эффузивно-осадочная группа — осадочные отложения эффузивного генезиса. Эффузивное происхождение имеют составные части пород и отложений — лавокласты и гиадокласты, а их аккумулятивная форма — осадочная, но тесно связанная с лавовыми потоками. Отложения группы представлены только обломочными накоплениями с величиной обломков, редко превосходящей 0,5—1 м. Их можно отнести по крайней мере к двум самостоятельным генетическим типам:

лавокластитовым и гиалокластитовым накоплениям, или, более кратко, к лавокластитам и гиалокластитам.

Лавокластитовые накопления, или лавокластиты. Термин «лавокластиты» предложил Е. Ф. Малеев для «вулканокластических пород, образующихся в результате дробления лавы после ее извержения» [24, с. 17]. Из этого видно, что он по существу относится к генетическому понятию, т. е. к отложениям определенного способа образования — особому генетическому типу. Это подтверждается и теми конкретными примерами, которые приводятся в обоснование [24, с. 59—63], что и дает право назвать соответствующий генетический тип эффузивно-осадочных отложений лавокластитовыми отложениями, или лавокластитам. Поскольку кроме приведенного весьма общего определения и определения методом перечисления Е. Ф. Малеев не дает более полного и точного, предлагается новое. Лавокластитовыми отложениями, или лавокластитам, рекомендуется называть эффузивно-осадочные накопления, возникшие в результате синхронной излиянию механической фрагментации периферии лавовых потоков или экструзивных куполов, отчленения от них преимущественно грубых фрагментов, смещения с окружающими осадками и последующей экзогенной цементации. Подобные образования описывались чаще всего как «подушечные брекчии», «аквагенные брекчии», «аквагенные туфы» [1 и др.].

Лавокластиты распространены довольно широко, встречаются как среди субаэральных, так и среди подводных вулканитов. Автором они описывались во всех изучавшихся вулканических формациях.

На о-ве Медном (Командорские острова), в бухте Преображенской в эоценовой жировской вулканогенно-осадочной свите потоки шаровых толеитовых базальтов подстилаются, покрываются и на флангах и по фронту замещаются изолированно-подушечной конгломерато-брекчией мощностью от 4 до 0,5 м (рис. 2), и это сокращение происходит на расстоянии 100 м. Диаметр изолированных подушек и их секториальных фрагментов 0,7—0,2 м. Иногда сохраняется корка закалки. Под нею обычно располагается концентрическая зона радиально-удлиненных миндалин, заполненных хлоритами и цеолитами. Заполнитель (20—40 %) песчано-глинистый, аналогичный материалу вмещающих турбидитов, а также гиалокластитовый, глинизированный, сходный с теми, что подстилают один поток. Состав моновулканитовый. Поток двигался на северо-запад, местами аргиллизировал подстилающие осадки.

В широко известной вулканогенно-осадочной андезито-базальтовой формации Крыма раннебайосского возраста на р. Бодрак в с. Трудолюбовке в нижней части разреза (рис. 3), представленной песчаным вулканитовым флишем, залегает слой (8 м) моновулканитовых андезито-базальтовых несортированных брекчий с величиной обломков от 0,6 м до 1—2 см, с признаками полупластического состояния некоторых обломков (пластичное обжатие и конформность), с не полностью отчлененными обломками друг от друга, с глинистым заполнителем (20—50 %), потерявшим вследствие аргиллитизации способность размокать (тогда как во вмещающей толще глины раз-

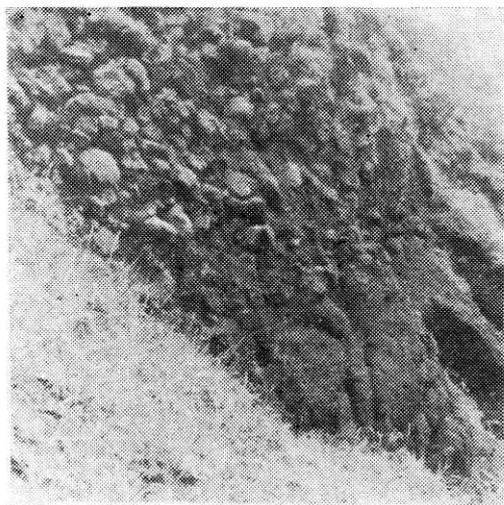


Рис. 2. Базальтовые лавокластиты, залегающие на гиалокластитах. Эоцен, Командоры, о-в Медный, с. Преображенское

включающее далекий перенос, 5) отсутствие сортировки и слоистости, 6) моновулканитовый состав, т. е. несмешанность обломков, 7) невыветрелость обломков, 8) невулканитовый, экзогенный, заполнитель, или гиалокластитовый материал, 9) воздействие горячих обломков (аргиллитизация глин и др.), 10) парагенез с гиалокластитами, подводными шаровыми и другими лавами. Мощность единичных элементарных слоев редко превышает 10 м, часто она — первые метры, хотя отмечается мощность и 25—30 м. Лавокластиты можно спутать с лавовыми брекчиями (но последние имеют лавовый цемент), с агломератовыми туфами, экзокластическими и тефрогенными брекчиями, отличающимися, однако, цементацией, парагенезисами, и, наконец, с гиалокластитами, если лавокластиты мелкообломочные.

Гиалокластитовые отложения, или гиалокластиты. Гиалокластиты как своеобразные подводные витрокластические породы эффузивного происхождения впервые были выделены в 1958 г. А. Ритманом в Сицилии, и с тех пор они стали распознаваться широко [1; 23, с. 107—110, 193 и др.]. Гиалокластиты назывались также аквагенными туфами. Установлено, что гиалокластиты образуются не только при эффузивной, но и при эксплозивной форме извержения под водой или подо льдом: понятие перестает быть строго генетическим и становится петрографическим. Поэтому использование термина «гиалокластитовые накопления» для обозначения особого генетического типа эффузивно-осадочных отложений, возникающих при подводном излиянии лав, становится условным — это «эффузивно-гиалокластитовые отложения».

Наиболее типичны гиалокластиты из формаций подводных шаровых базальтов крабозаводской свиты о-в Шикотан (кампан) и жи-

ровской свиты о-ва Медного (эоцен, Командорские острова — см. рис. 2). Они образуют самостоятельные слои до 2—3 м и пачки до 30 м, чередуясь с лавокластитами и шаровыми лавами толеитовых базальтов. Гранулометрически это несортированные или плохо сортированные дресвяники и песчаники (20—0,1 мм), обычно без слоистости и градационного уменьшения размера вверх по пласту, желтовато-грязно-зеленого цвета, как правило, сильно, нередко нацело глинизированные, т. е. замещенные смектитами и хлоритами. По остаткам прозрачного желтоватого палагонита можно предположить, что глинизации предшествовала палагонитизация, т. е. гидратирование стекла; последнее сохраняется редко — оно прозрачное желтовато-бурое, с показателем преломления 1,55—1,58 (т. е. базальтовое, сидеромелановое). Форма обломков при механическом приспособлении и глинизации искажена, но нередко удается видеть угловатые плоские обломки и черепкообразные гиадокластиты с вогнутой сферичностью и глобули. Деформировались уже глинизированные витрокластиты, что говорит о довольно ранней глинизации — сингенетичной или раннедиагенетической. На современной поверхности обнажения эти породы сильно размокают с набуханием, что сильно затрудняет взятие образца.

Парагенезис с шаровыми базальтами, их лавокластитами, с турбидитами — бесспорные признаки подводного происхождения. Черепковая и каплеобразная формы указывают на сферичность элементарных лавовых фрагментов, судя по радиусу кривизны — небольших диаметров (сантиметры — миллиметры), хотя обычные и прямые лентовидные, которые могли образоваться за счет отделения корки заковки больших шаров. Преобладают изометричные угловатые обломки. Первичный стекловатый состав мог возникнуть лишь при быстром застывании лавы, а это было возможно в водной среде, игравшей и другую, защитную роль — сохранение железа в стекле в закисной форме. Последнее обеспечивало возможность быстрой гидратации — палагонитизации — и последующей глинизации. Кластогенез, вероятно, происходил в основном вследствие термического шока и мелких взрывов при вскипании воды, что создавало микротрещиноватость стекла, облегчавшую его гидратацию. Указываются и другие способы дробления стекла, в частности механическое движение лавы,



Рис. 3. Андезито-базальтовые лавокластиты с глинистым цементом. Нижний байос, Крым, р. Бодрак, с. Трудолюбовка

подушек (гусеничный эффект). А. Р. Гелтнер в 1979 г. показал возможность образования глобулей и капель при фонтанировании и пульверизации лавы из небольших трещин, что сближает процесс мобилизации, в целом остающийся эффузивным, с эксплозиями.

Гиалокластиты распространены в Исландии, где они формируются не только при подводном, но и подледном излиянии лав: быстро тающий лед создает необходимые водные условия. Наиболее широко гиалокластиты распространены в океанах.

От лавокластитов эффузивные гиалокластиты отличаются более тонкой, в основном песчаной, реже дресвяной структурой, стекловатым составом обломков и вторичными преобразованиями. За всеми отличиями стоит иной способ образования — не столько механический, сколько физический. Их можно спутать также с витрокластическими тефровыми туфами, от которых они отличаются обычно более крупными обломками, отсутствием внутренних полостей и не регулируемой формой, так как возникли не при взрыве газовых пузырьков в лаве. Они отличаются и составом — основным, базальтовым у гиалокластитов, и практически лишь кислым, риолито-дацитовым — у витрокластических туфов. Эти же отличия и от гидроэксплозивных, также часто гиалокластитовых туфов. Помимо однородного и специфического состава и особой структуры по форме обломков от экзокластических отложений их отличает отсутствие признаков значительного переотложения и окисления. При переотложении гиалокластитов, совершающемся чаще всего донными течениями или гравитационно, возникают тефроиды.

Геологическая роль гиалокластитов, как и лавокластитов, значительна, а в подводно-морских формациях, как в геосинклинальных прогибах, так и в океанах, они становятся формациеобразующими. Как показатели условий вулканизма и форм его проявления эти типы отложений имеют большое палеогеографическое и, в частности, палеовулканонологическое значения.

ЭКСПЛОЗИВНО-ОСАДОЧНАЯ ГРУППА — ТУФЫ

Эксплозивно-осадочными, или пирокластолитами (пирокластолувием?), являются непереотложенные пирокластические накопления, возникшие в результате взрывной деятельности вулканов и отложения мобилизованного таким образом ювенильного или резургентного, а также эпикластового материала в холодном или практически холодном состоянии. По происхождению пирокластов, отражающему существенные отличия в эксплозивном процессе, именно разные его типы, нередко выделяют подгруппы: аутигенную и аллотигенную. Первая генетически связана с магмой, принадлежащей данному извержению, т. е. является ювенильной, вторая — резургентная (термин Ф. Вольфа, 1914 г.), образовавшаяся при взрыве вулканической постройки.

Все рыхлые продукты извержения, не испытывавшие переотложения, объединяются общим названием «тефра», использованным еще Аристотелем, возрожденным в 1944 г. С. Тораринссоном и после исследований А. Ритмана в 1964 г., Е. Ф. Малеева в 1963 г., Г. С. Дзоценид-

зе и И. В. Хворовой в 1970 г. широко применяемым геологами и вулканологами. Туф как генетическое понятие объединяет не только туфовые породы, но и их зародышевую форму — тефру, являющуюся по отношению к породе осадком, наземным или водным.

По разнообразию эксплозивной деятельности вулканов, зависящей от химического состава магмы, ее газонасыщенности и режима эксплозии, и не меньшего разнообразия способов накопления под водой можно выделить пять типов отложений:

Отложения пирокластических потоков, или пирокластопотоковые туфы, состоят как из грубых, так и песчаных пирокластов, сравнительно недалеко, еще в нагретом состоянии перемещенных от центра извержения по поверхности Земли или вблизи нее силой вулканического взрыва и автоэксплозии, т. е. отложения раскаленных лавин, песчаных, пепловых, агломератовых и пемзовых потоков, которые можно рассматривать в качестве подтипов.

Отложения агломератовых потоков не менее чем на 15—20 % слагают мощную (до 3—4 км) ирендыкскую свиту нижнего девона северной части Магнитогорского мегасинклиория — островной андезито-базальтовой формации. Это моновулканитовые глыбовые и щебенчатые брекчии, агломераты, дресвяники без сортировки обломочного материала и слоистости или с очень неясной грубой слоистостью. Многие обломки, особенно пузыристые и первично существенно стекловатые, откладывались еще в пластичном состоянии, о чем говорит их значительная конформность и закругленность углов, причем субпараллельно поверхности изгибаются и миндалины. Однако спекания практически нет. Количество мелкоземного, песчано-алевритового заполнителя, который вследствие эпидотизации и хлоритизации превращен в цемент, варьирует от 15—20 до 50 %. Мощность пластов 1—20 м, реже 30—40 м; последние разделяются песчано-алевритовыми слоями (0,2—3,0 м и более) с градационной и косяй слоистостью, что свидетельствует о водных условиях отложения и извержения.

На о-ве Шикотан Малой Курильской гряды палеогеновая зеленоская свита не менее чем на 20—25 % сложена сходными андезитовыми и андезито-базальтовыми брекчиями и агломератами (1—20 м) с малым количеством мелкоземного, песчано-алевритового заполнителя, несортированными, неслоистыми, моновулканитовыми, с признаками пластичного состояния некоторых обломков. В песчано-алевритовых и глинистых слоях встречается морская фауна двустворок и обломки дресвины. Аналогичны отложения пирокластических потоков миоценовых образований юшинской свиты о-ва Беринга, округловской свиты островов Парамушир и Шумшу и алексинской свиты о-ва Кунашир. В верхней части последней широко распространены и пемзовые потоки, как наземные, так и мелководно-морские мощностью 1—25 м. Состав пемз дацитовый и липаритовый. Обычны закругленные углы, пластические деформации и корки закалки (толщиной 1—5 см) глыб с трещиноватостью типа хлебной корки, полуразвалившиеся глыбы, указывающие на «мягкий» перенос во взвешенном состоянии, небольшое (10—30 %) содержание мелкозема. Сортировка отсутствует, хотя к кровле размер пемзокластов

уменьшается, и агломерато-брекчии сменяются дресвяно-песчаными и алевролитовыми градационно-ритмичными слоями (0,1—25 м), изредка с морскими двустворками, указывающими на подводные условия отложения как слоистых, так и неслоистых пемзокластических пород. Встречаются и косослоистые пемзовые чистые и поливулканические песчаники — отложения вдольбереговых течений. Состав пемзовых агломератов чистый, хотя нередко рассеянные обломки и гальки базальтов и андезитов-базальтов, очевидно, захваченных при движении пемзового потока.

Итак, диагностическими признаками пирокластопотоковых туфов являются их несмешанный, моновулканический состав, форма обломков, свидетельствующая о пластичном состоянии по крайней мере некоторых из них, малое количество мелкозема (отличие от лахар) в грубообломочных накоплениях, наличие полураспавшихся пирокластов, указывающих на перенос в воздушной суспензии, субгоризонтальное (отличие от шлаковых конусов), без эрозионного вреза залегание в виде тел потоковой и веерообразной формы. Как и в других типах туфов, сортировка и слоистость не характерны, хотя и не исключаются. В верхней части пластов появляется градационная слоистость, что вместе со слоистыми песчано-алевритовыми прослоями и фауной морских беспозвоночных позволяет отличать морские потоки от наземных. Наличие же обломков древесины и целых стволов указывает на зарождение потоков на суше.

Шлаковые конусы — обычно аутигенные туфы, формирующиеся у вулканического жерла в виде четко оформленных высоких (до 300—400 м) конусов с центральным кратером. Они слагаются не только шлаками — неправильными пузырястыми рваными фрагментами лавы, застывшими чаще всего в воздухе, но и «фигурными» бомбами, вулканическим песком и пеплом. Диагностические признаки: сравнительно ограниченные размеры (до первых километров в диаметре), конусовидная форма, слоистость с крутым (до 35—40°) первичным наклоном, определенная сортировка материала, гравитационная, по типу осей, дифференциация обломков (наиболее крупные скапливаются у подножия конусов, т. е. по их периферии), заметное участие «фигурных» бомб и других первично пластичных фрагментов лав, некоторое спекание. Обычно большое количество трещин разрыва конуса, заполненных мелкоземом и чаще всего свидетельствующих о многочисленных подземных толчках. В подводных конусах, формирующихся на мелководье, кроме того, происходит градационная сортировка материала. Характерны бомбы с поверхностью типа хлебной корки и внешние зоны закалки лавокластов (до 3 см). Базальтовые стекла часто сидеромелановые, плагонитизированные. Отмечается общее усиление эксплозивности в водных условиях за счет генерации пара из морской воды, проникающей в подводный канал (Суртсей у Исландии, Капелиньош в Азорских островах и др.).

В древних толщах шлаковые конуса устанавливаются по местному возрастанию мощности шлаковых накоплений, нередко парагенетически связанных с аглютинатами, по наклонной к палеогоризонту слоистости и отмеченным выше другим диагностическим при-

знакам. Автором они описаны в ирендыкской (нижний девон Южного Урала), кунаширской (нижний миоцен, о-в Кунашир, мыс Ловцова) и других свитах неогена Курильских островов. По условиям обнаженности здесь устанавливаются лишь фрагменты конусов, парагенетически связанные с морскими коллювиальными, флювиальными, волновыми и турбидитными отложениями и нередко перекрывающиеся флишем (ирендыкская и ловцовская свиты).

Тефровые туфы — горизонтально отложившаяся из пирокластической тучи ювенильная тефра, т. е. непереотложенные накопления пирокластического материала вне шлаковых конусов, в которых тефра при осыпании все же переоткладывается и сортируется (и формально перестает быть тефрой). От них тефровые туфы отличаются формой накопления (плащеобразной), текстурой (горизонтальная слоистость и слоистость облекания), гранулометрическим составом (более тонким, в основном пепловым и лапиллиевым), иной гранулометрической и минеральной дифференциацией на площади (утонением и облегчением состава при удалении от конуса), отсутствием спекания и других признаков горячего состояния пирокластов, хотя вблизи конусов возможны и «фигурные» бомбы. Мощность сравнительно небольшая — метры, дециметры и менее, вблизи конусов — до первых десятков метров.

Из всех типов туфов в древних морских отложениях наиболее часто встречаются именно тефровые, что зависит не только от их преобладания, но и от больших возможностей сохранения на огромных площадях дна бассейна ниже базиса действия волн. Источником чаще всего служат наземные извержения. Тонкие пепловые туфы, особенно кислого состава, — почти обязательный элемент всех морских формаций, накапливающихся в застойных или глубоководных условиях: планктоногенных известняковых и кремневых, глинистых и флишевых. В карбонатном флише верхнего мела и во флише палеоцена Юго-Восточного Кавказа их насчитывается многие сотни. Это миллиметровые и сантиметровые прослои апопепловых светло-зеленых неизвестковых монтмориллонитовых глин, залегающих на турбидитах или ихнитолитах в кровле циклитов. В эоценовых отложениях (средний коун) встречаются более мощные белые свежие или слабо глинизированные витрокластические туфы кислого состава, одна из пачек которых достигает мощности 20 м. Элементарные туфовые циклиты (до 0,5 м) внизу (1—10 см) — крупнопесчаные, кристаллокластические, состоящие из свежих идиморфных, нередко сломанных кристаллов кислого и среднего плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки. Выше они постепенно сменяются все более тонкими чисто витрокластическими песчаными, алевритовыми и пелитовыми обычно неслоистыми, массивными туфами. Туфовые циклиты разделяются единичными песчано-алеврито-глинистыми турбидитами или их сериями. Аналогичны описанным и все кислые тефровые туфы мелового флиша островов Малой Курильской гряды, неогенового флиша островов Большой Курильской гряды и Командорских островов.

Лапиллиево-дресвяные и грубопесчаные тефровые туфы распространены в андезито-базальтовых и более дифференцированных (до

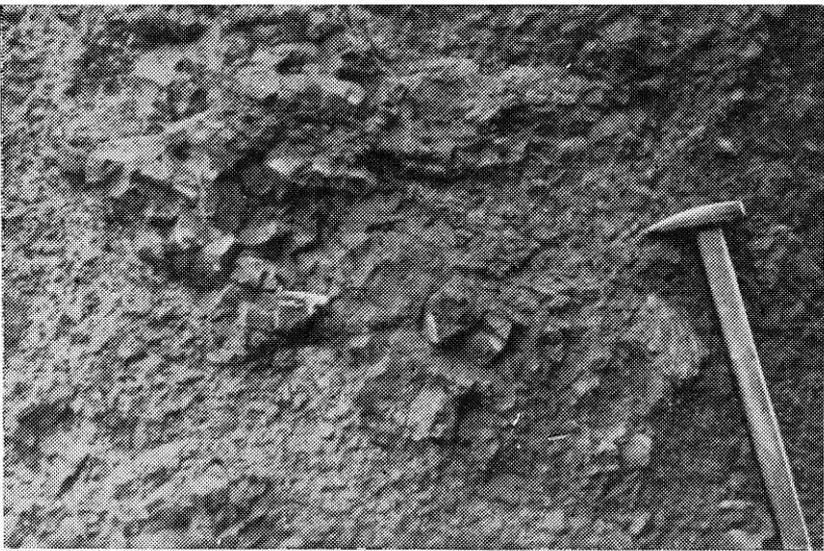


Рис. 4. Андезитовые тефровые туфы с малотранспортабельной лавовой бомбой. Верхний миоцен, Большая Курильская гряда, о-в Шумшу

андезитов и дацитов) островных формациях Курил, Командор и Урала. Так, в нижней части округловской свиты (верхний миоцен — нижний плиоцен) островов Парамушир и Шумшу залегает несколько пластов (0,5—3,0 м) андезитовых мелкообломочных брекчий однородного состава, без сортировки и слоистости, лишь у кровли обнаруживающие градационную слоистость, с малотранспортабельными лавовыми фрагментами (рис. 4), часто сохраняющими острые углы и выступы. Их горизонтальное, согласное со слоистостью тонких морских осадков залегание, определенная экзотичность в разрезе и невыветрелость обломков также свидетельствуют о туфовом генезисе, т. е. об отложении из пирокластической тучи недалеко от вулканического конуса. От сходных грубых турбидитов они отличаются малым содержанием тонких фракций, слабой градационностью и отложением в неглубоководных заливах и западинах дна. Аналогичны тефровые туфы и других формаций.

Резургентные туфы, или отложения взрыва вулканической постройки, возникают при вулканском или пелейском типах извержений и в основном состоят из разнообразного материала конусов, дробившегося в твердом состоянии. Обычно это происходит на второй, зрелой стадии жизни вулкана и осуществляется катастрофически, чаще всего как направленные взрывы. Наиболее яркий пример — пароксизмальное извержение камчатского вулкана Безымянный 30 марта 1956 г.

Морские резургентные туфы чаще всего возникают, вероятно, за счет взрывов наземных островных вулканов, подобных извержению вулканической группы Кракатау в Зондском проливе между остро-

вами Ява и Суматра 26—27 августа 1883 г., когда более 2/3 острова, в том числе два конуса, полностью исчезли [23]. Значительная их часть была раздроблена и отложена в море как резургентный материал, а также составила примесь к пирокластопотоковым туфам мощностью до 60 м.

В древних толщах отложения взрывов постройки встречаются нечасто. Диагностическими являются признаки дробления материала в твердом состоянии (угловатость, расколы кристаллов, изометричность и др.), некоторая смешанность состава, резкая разнозернистость и разнообломочность, наличие гигантских (более 5—10 м) глыб, хаотичность, несортированность и большие мощности единичных пластов (более 2—10 м). Хотя возможны резургентные туфы менее мощные и менее грубые (они могут быть и дистальными фациями мощных), установить их тип труднее, так как они сходны с экзокластическими накоплениями.

Морские резургентные туфы широко распространены в девонских отложениях Магнитогорского мегасинклинория и неогеновых формациях Курильских и Командорских островов. Состав их андезитобазальтовый, андезитовый и дацитовый. Величина глыб до 2 м. Заполнитель дресвяный и песчаный. Сортировка и слоистость отсутствуют, обломки изометричные, угловатые. Мощность до 15—20 м.

Гидроэксплозивные туфы формируются безжерловыми фреатическими извержениями типа прибрежных туфов конусов юго-западной оконечности о-ва Оаху (Гавайские острова), описанные Г. Макдональдом [23, с. 191—194]. Причиной взрыва является быстрое образование пара на контакте лавового потока с водой, проникающей внутрь потока или оказавшейся под ним. Конуса высотой до 60—80 м сложены обычно непористым, плотным материалом дробления уже дегазированных лав. Часто это лавы типа «аа», потоки которых подстилаются и покрываются слоями затвердевших глыб, через которые вода имеет доступ к расплаву центральной части потока. Как и вообще при водных извержениях, присутствует сидеромелановое вулканическое стекло нередко палагонитизированное. Первичные уклоны от крутых до пологих. Слоистость четкая, часто градационная, нередко косая. Сортировка от плохой до хорошей. Обычны оползневые нарушения слоистости. Гранулометрически это лапиллиево-песчано-пелловый материал с отдельными глыбами и бомбами. Палеогеографическое значение гидроэксплозивных безжерловых туфов заключается в том, что они четко фиксируют береговую линию вулканических островов, на которой эти туфы ассоциируются с прибрежно-морскими отложениями и сами приобретают черты более экзогенно-осадочных образований. Последующее изучение туфов позволит выявить более надежные диагностические признаки для распознавания их в древних формациях.

Подводные explosивно-осадочные отложения по сравнению с наземными (отсутствуют или не установлены притрубочные и грязевулканические туфы) беднее, и они еще недостаточно изучены, что связано как с меньшей доступностью для наблюдения, так и с более ограниченным распространением. Однако и под водой explosивный

процесс остается одним из главных при формировании отложений и формаций и поэтому требует более пристального к себе внимания.

ГИДРОТЕРМНО-ОСАДОЧНАЯ ГРУППА

В отличие от кластических отложений двух предыдущих групп гидротермно-осадочные образования — хемогенные. По способу формирования они подразделяются на метасоматиты и отложения. Источником компонентов служат прежде всего осадочные, вулканические и другие горные породы верхней части земной коры, из которой они извлекаются горячими флюидами, а также ювенильные, магматические дериваты. Такое же двойственное происхождение имеет и главный выщелачивающий и переносящий агент — вода, в основном все же мобилизованная из осадочных толщ.

Вынос и отложение химических соединений нередко начинается до активной вулканической деятельности, сопровождает ее и, все усиливаясь, продолжается некоторое время после проявления активного вулканизма. Это указывает на то, что мобилизация необходимых для гидротермального вулканизма воды и других флюидов и компонентов требует известного времени и что они в основном не приходят вместе с магмой, а собираются из стратисферы; следующее условие гидротермальной деятельности — разогретость земной коры, что также достигается не сразу и требует застойности магматического очага, наступающей при сжимающих тектонических движениях. Это в свою очередь ведет к химико-минералогической эволюции магмы, появлению дифференцированных серий, ассимиляции материала земной коры, подкислению расплавов, увеличению содержания летучих и при далеко зашедшем процессе — к генерации кислых расплавов [40 и др.]. С последними связаны наиболее крупные поля вторичных кварцитов, многие месторождения меди и полиметаллов, как это имеет место на Урале, в Казахстане, на Камчатке, Курильских и Командорских островах, где фумарольно-сульфатарные поля приурочены к вулканам зрелых стадий с андезитовыми и дацитовыми лавами (вулканы: Менделеева, Головнина на о-ве Кунашир, Богдана Хмельницкого, на о-вах Итуруп, Эбеко, на о-ве Парамушир, кальдера Узон на Камчатке).

Вулканический элювий, или вулканозэлювий — метасоматические образования верхней части земной коры, возникшие на месте, без топографического перемещения, за счет переработки гидротермами и фумаролами пород вулканической постройки и осадочных пород в зоне гидротермальной проницаемости. Термин «вулканический элювий» автор заимствовал у вулканологов, которые применяли его к современным сульфатарно-фумарольным полям потому, что состав и способ формирования этих приповерхностных метасоматитов аналогичны, например, латеритному элювию. Ему эквивалентен термин «фумарольно-сульфатарная кора химического выветривания», предложенный А. С. Калугиным в 1967 г. Поскольку последний привязывает понятие к выветриванию, предпочтительнее «вулканический элювий», означающий лишь накопление на месте,

при удалении («элювио» — вымывание) других, неравновесных и более подвижных компонентов. Тем не менее гидротермное приповерхностное выщелачивание и метасоматоз тесно связаны с выветриванием и совместно участвуют в формировании некоторых кор выветривания, на что указывала в 1971 г. В. Н. Разумова, выделившая полигенные «глинистые метасоматиты».

Современный континентальный вулканозный элювий имеет ряд отличий от экзогенного элювия по происхождению, строению и составу. Более высокие температуры (десятки и первые сотни градусов) и, при образовании на некоторой глубине от поверхности, несколько повышенное давление приводят к большей концентрации растворов и их агрессивности, ускорению процесса разложения, усилению метасоматоза и выноса компонентов. Сравнительно с экзогенным элювием один и тот же объем формируется за более короткий отрезок времени. Движение флюидов в основном идет снизу вверх, т. е. противоположно нисходящему току воды и газов при экзогенном выветривании. Отсюда иная зональность метасоматоза и другая форма метасоматитов, распространяющихся больше в вертикальном, чем в горизонтальном направлении, т. е. вдоль проницаемых зон. Однако в проницаемых слоях и особенно в приповерхностной зоне гидротермальные растворы приобретают и горизонтальное движение и часто бывают нисходящими, мигрирующими не только параллельно уклону поверхности, но и перпендикулярно ей, когда к ним прибавляются метеорные воды.

Отличия в минеральном составе наиболее значительны: в типичном экзогенном элювии нет закисных минералов, особенно сульфидов, а также разнообразных сульфатов, опалитов, характерных для вулканозэлювия. Отсюда и иной комплекс полезных ископаемых. Однако по крайней мере одна из основных групп компонентов — глинистые образования (каолины, бентониты и др.) — общая. В целом, несмотря на существенные различия, оба типа едины в главном: в способе (жидкий метасоматоз) и условиях (приповерхностных) формирования; в общем характере возникающих продуктов — аморфных, колломорфных, микро- и скрытокристаллических, сильно гидратированных, в значительной мере окисленных, в преобладании не эндогенных, а экзогенных (глинистых, кремневых, гидроокисных, сульфатных) минералов.

Подводный вулканический элювий стал изучаться только 15 лет назад (Д. Метьюз, А. Р. Гептнер и др.). Ранее большинство преобразований подводных базальтов трактовались только как гальмиролиз, т. е. низкотемпературные изменения. Полученные новые данные дают возможность различать гальмиролитические и приповерхностные гидротермальные изменения, хотя они тесно переплетаются и переходят друг в друга. Как и на суше, повышение температуры воды усиливает ее агрессивность (выщелачивание и т. д.) и степень, глубину и скорость преобразования и новообразования минерального вещества. Этот количественный параметр приводит к качественным отличиям: становится возможным то, что при обычной температуре поровых вод у дна не образовалось бы и за любой длительный пе-

риод: калиевые полевые шпаты, селадониты, хлориты и другие силикаты.

Гидротермные изменения океанических базальтов в 1979 г. описаны Н. Н. Перцевым и В. Л. Русиновым по скважинам 417 и 418 «Гломара Челленджера» на южном склоне Бермудского поднятия: интенсивная калишпатизация (до 60—80 % породы), развитие селадонита, апофиллита, свидетельствующих о термальном, хотя и низкотемпературном (40 °С) метасоматозе. Обычны здесь и палагонит, смектиты с привнесом магния из морской воды, цеолиты, хлориты, кальциты и др. Присутствуют пирит и халькопирит. Изменению подвергаются территория, расположенная вдоль линейных зон, захватывая большую мощность (явно по разрывам), или отдельные участки; больше изменяются брекчиевые породы, межшаровое заполнение, периферия подушек, т. е. связанные с проницаемостью или со стекловатой структурой основной массы базальтов (полнокристаллические долериты чаще всего остаются свежими рядом с сильно измененными стекловатыми). Гальмиролитическая (или синвулканическая) смектитизация, закрывая систему для проницаемости, создает препятствия для накладывающейся позже гидротермальной переработки, и лишь при раскрытии пор или трещин (привлекаются тектонические подвижки, в основном растяжения) последняя становится возможной.

Сходные изменения описаны в 1973 г. Д. Х. Метьюзом для восточной части Атлантики. Непосредственно после излияния, еще при высокой температуре сидеромелановое стекло превращалось в палагонит, а основная масса базальта — в хлорофит (аморфная фаза будущего хлоритового смектита), затем при более низких температурах (около 200 °С) под воздействием гидротермальных растворов плагиоклаз замещается ортоклазом и образуются цеолиты, происходит аргиллизация (образование фибропалагонита и фиброхлорофита), которая могла идти и при низкой температуре. Также при низкой температуре происходит раскристаллизация палагонита и хлорофита и преобразование их соответственно в безжелезистые монтмориллониты и хлорит. Наиболее измененные образцы были почти белыми и мягкими, царапающимися ногтем. Это зоны отбеливания под водой. А. Мясиро и другими (1973 г.) изучены сходные преобразования толеитовых базальтов Среднего Атлантического хребта, отличающиеся только отсутствием калишпатизации, но с натровым метасоматозом. Комплекс глинистых минералов тот же, а среди разнообразных цеолитов отсутствуют низкотемпературные филлипсит и клиноптилолит, характерные для глубоководных осадков. Аналогичные преобразования в гидротермально обеленных зонах установлены в 1979 г. Т. И. Фроловой и другими исследователями на Восточно-Тихоокеанском поднятии.

На океанском дне таким образом совершается гидротермальный метасоматоз, аналогичный наземному, создающему вулканический элювий. Остается лишь неясной его граница с глубинным гидротермальным преобразованием пород.

К вулканозювильным, по мнению А. А. Прокина и др. (1973 г.), следует относить многие древние вторичные кварциты с их разнооб-

разными рудными месторождениями и некоторые зоны колчеданных месторождений, например, Узельги, Озерного, Сибая, им. XIX партсъезда на Урале.

Гидротермальные отложения объединяют осадки вулканических и не связанных с вулканизмом эндогенных источников на поверхности литосферы. Они обычно приурочены к зонам разломов и распространены на суше и под водой. Более мелкие их разновидности, например отложения источников, гейзеров, речные, озерные и т. д., следует рассматривать как подтипы, а не как самостоятельные типы [1]. Граница с вулканозлюбием естественная, определяющаяся существенными различиями способа образования. Она выражена в текстурах и других морфологических признаках, отражающих, с одной стороны, формирование на месте метасоматическим способом и топографическую несмещенность—вулканического элювия, а с другой—выпадением на путях миграции осадков—хемогенных отложений. Граница с экзохемогенными отложениями условная, поскольку существует постепенный переход между типично гидротермными осадками и хемогенными отложениями, не имеющими связи, по крайней мере видимой, с вулканическим или иным эндогенным источником вещества. Поэтому к гидротермным отложениям следует относить накопления ясного эндогенного источника, какими являются мало оторванные во времени и в пространстве кремневые, железные и марганцевые хемогенные отложения.

Морские гидротермные отложения, как считает Л. П. Никитина и др. (1978 г.), образуются за счет вноса реками растворенных веществ и при высачивании гидротерм на дне моря. Изучение процессов формирования горячих рассолов и металлоносных осадков в Красном море (А. Р. Миллер, И. В. Хворова, Г. Н. Батулин, В. И. Смирнов, Г. Ю. Бутузова и др.) показало реальность давно предполагавшегося способа вулканогенно-осадочного хемогенного осадконакопления в морях. Осадки темные и пестрые гелеподобные кремнисто-железистые, тонкослоистые, нередко с прослойками сульфидов, с высоким содержанием свинца, меди, цинка. Рудоносные отложения мощностью в десятки метров накапливаются в гидродинамически спокойных, т. е. застойных впадинах Атлантик II, Дискавери, Суакин, из горячих металлоносных рассолов с температурой до 56 °С. Хотя происхождение рассолов остается неясным, их связь с разломами на дне моря не вызывает сомнения, тем более, что эти разломы прослеживаются на суше, и с ними ассоциируются гидротермальные месторождения марганца, железа, свинца, цинка, меди, т. е. ассоциация, характерная и для рассолов впадин моря. Запасы только по верхней 10-метровой толще одной впадины около 130 млн. т железа и полиметаллов. Осадки с повышенным (до 15—25 %) содержанием металлов открыты и в океанах (П. Л. Безруков, Н. С. Скорнякова, В. И. Смирнов, Т. В. Розанова и др.).

Одним из хорошо изученных районов гидротермного вулканогенно-осадочного пороодообразования является район железо-марганцевых руд фаменского яруса в Центральном Казахстане—атасуйский тип (Д. Г. Сапожников, А. А. Рожнов, Е. И. Бузмаков, Ф. Ф. Таранушич, В. И. Щибрик, А. Б. Веймарн и др.). На одном из типичных

месторождений — Каражальском — руды залегают непосредственно выше базальтов и их туфов, приурочены к глубоководным карбонатным и глинистым, местами тонкотурбидитным отложениям, накопившимся в котловинах с неактивной гидродинамикой, т. е. с застойным тиховодным режимом. Рудные слои согласны со слоистостью вмещающих пород, по составу окисные, обнаруживают характерную для вулканогенно-осадочных образований геохимическую зональность: вблизи источника руды менее окисленные, хлорит-сидерит-магнетитовые с подчиненным содержанием гематита, далее по направлению разноса материала гидротерм, они магнетит-гематитовые и, наконец, чисто гематитовые. С глубиной окисная железо-марганцевая минерализация также сменяется сульфидной, что указывает на глубинное происхождение рудного вещества. В пространственном разобщении железных (на западе, ближе к источнику) и марганцевых (на востоке) месторождений проявляется обычная и для экзогенных руд геохимическая зональность, связанная с разной подвижностью этих элементов. Оруденение сопровождается выносом больших масс кремнезема, образующего пласты сургучных яшм. Повышенное содержание свинца, цинка, бария, германия и других элементов также указывает на гидротермальный источник вещества.

Уральские марганцевые месторождения во многом близки к ата-суйским. Здесь обычен четкий парагенез яшм и неяшмовых кремней с марганцевыми рудами, установленный еще в 1936 г. Л. С. Либровичем, а именно чаще всего с бугулыгирской яшмовой (эйфель) и кремневой мукасовской (верхи живета — низы франа) свитами. Н. П. Херасковым эти горизонты прослежены на север в Учалинский район Башкирской АССР, где выявлено множество новых месторождений и установлены в верхах улугауской свиты (живет) еще один горизонт — биколовский, а О. А. Нестояновой — на границе нижнего и среднего девона, в основании карамалыташской свиты — уразовский яшмовый марганценосный горизонт (месторождения Кожаво, Уразово, горы Мужайской и др.). Наблюдается непосредственный парагенез марганцевой руды с яшмами, с которыми они переслаиваются сантиметровыми прослоями. Условия их осаждения — отсутствие течений и волнения у дна, т. е. тиховодные и местами глубоководные, что согласуется с подчиненностью яшмово-кремневых слоев турбидитам, реже — туфам альбитофиров и конгломерато-брекчиям, вероятно обвальным. Текстура слоев руды тонкослоистая, слоистость миллиметровая, реже руды массивные (в слоях 5—30 см).

Основные признаки гидротермно-осадочной группы и отдельных типов таковы:

1) специфичность состава, особенно метасоматитов (вулканолувия); помимо фоновых глинистых минералов (смектитов, нонtronита, хлоритов, палыгорскита, каолинита, глауконита и др.), опалитов, кварцитов, сульфатов (алунита, ярозита, гипса, барита и др.), обычны сера, сульфиды железа, меди, свинца, мышьяка, барита и др., лимонит, цеолиты, карбонаты; отложения гидротерм менее специфичны и представлены гидроокислами железа, марганца, сульфидами железа, меди и других элементов, сульфуритами, опалитами («гейзе-

ритами» и др.), яшмами и кремнями, возможно фосфоритами, некоторыми бокситами; наборы микроэлементов специфичны в обоих типах;

2) наличие и большая роль закисных соединений, неустойчивых в зоне осадкообразования;

3) геохимическая зональность противоположна экзогенной: закисные соединения откладываются у источника (у выхода гидротерм или еще во вмещающих породах), а дистальные фации окисные;

4) аморфные, пелитоморфные, колломорфные, натечные, коллоидально-волоконистые, микрокристаллические, сфероагрегатные, а также в выполнениях и инкрустациях — крупнокристаллические структуры; обычны брекчиевые структуры, а биоморфные не характерны; нередко сохраняются реликтовые структуры (порфиоровые, обломочные, витрокластические и др.);

5) текстуры неслоистые, тонкослоистые, ритмично-полосчатые (метасоматические), включая кольца Лизеганга, кокардовые и другие более сложные текстуры замещения; в гидротермных отложениях — обычные седиментационные текстуры: слоистые (миллиметровые, сантиметровые), сохраняется ритмичность, нарушения слоистости оползанием;

6) неоднородное, «пятнистое» строение метасоматитов, выражающееся цветом и составом участков; стратификация отсутствует; обычны вертикальные границы и разделы; строение же отложений однородное, хорошо стратифицированное, часто циклитовое;

7) форма тел у метасоматитов линейная, неправильно-площадная, с резкими раздувами по вертикали (до 100 м и более), определяемая зонами проницаемости; у отложений форма пластовая и линзовидная, в плане как удлиненная до шнурковой, так и изометричная, плащеобразная; мощность измеряется долями метров — десятками метров;

8) парагенетические связи у метасоматитов тесные с коренными породами, за счет которых они формируются (с туфами, экзокластитами, эффузивами, включая и экструзии), с гидротермными отложениями кратеров и кальдер, с подводным экзоэлювием, с хемогенными и биогенными отложениями, а также с гиалокластитами, лавокластитами и эдафокластитами; у гидротермных отложений парагенез с эффузивными и взрывными накоплениями, с вулканэлювием и с разнообразными экзогенными отложениями — терригенными, эдафогенными, биогенными и хемогенными.

ВЫВОДЫ

Подводные вулканогенно-осадочные отложения, как и на суше, представлены тремя группами: 1) эффузивно-осадочной, 2) взрывно-осадочной и 3) гидротермально-осадочной — отражающими все основные типы вулканической деятельности. Но соотношения между ними иные; из-за меньшей возможности взрывной работы вулканов (давление воды становится соизмеримым с давлением вулканических газов) и водных условий излияния лав роль гиалокластитов и лавокластитов становится значительной. Однако образуются и

туфы, особенно на мелководьи. Кроме того, по всему океану распространены туфы наземных извержений, имеющих более разнообразный состав (от базальтового до липаритового). Генетически туфы менее разнообразны сравнительно с субаэральными и представлены 4—5 типами.

Гидротермально-осадочные образования, как вулканический элювий, так и гидротермные отложения, распространены широко, но изучены недостаточно. Как и на суше они имеют наибольшее экономическое значение сравнительно с другими группами вулканоседиментитов, поскольку с ними связаны месторождения железа, марганца, сульфидов и других руд, а также чистых глин разного состава, кремней, некоторых фосфоритов и других полезных ископаемых.

ХЕМОГЕННО-БИОГЕННЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД

ТИПИЗАЦИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ХЕМОГЕННО-БИОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Хемогенные и биогенные накопления, или хемобиолиты, — самые специфичные в экзогенных условиях Земли и поэтому выражают последние наиболее полно и адекватно. Они имеют большое теоретическое значение как один из самых ценных документов палеогеографии и генетического анализа. Отчетливо и поступательно эволюционируя под влиянием изменения не только экзогенных, но и эндогенных условий, хемобиолиты также наиболее полно отражают геосторическое развитие Земли и жизни. В этом их огромная историко-геологическая ценность. Значение же как полезных ископаемых не меньше, ибо практически все они — то или иное сырье для промышленности и сельского хозяйства, а общая их ценность как полезных ископаемых, если иметь в виду уголь, нефть, газ, превосходит стоимость всех остальных видов минерального сырья, вместе взятых.

Большое теоретическое и практическое значение хемобиолитов объясняет длительную историю их изучения, начавшуюся задолго до выделения геологии как науки. Однако как особые генетические типы отложений они не рассматривались.

Геологическая специфичность способов накопления хемогенных и биогенных образований, лежащая в основе их генетической типизации, выявляется не с одинаковой четкостью и определенностью. Рифовые, или биогермные образования настолько своеобразны по форме тел и обусловившим их процессам седиментогенеза, что они, как особые типы, не вызывают сомнения. Близкие к ним накопления устричных и других раковин моллюсков и створок брахиопод, как прикрепляющихся, так и передвигающихся по дну, но после гибели концентрирующихся на месте обитания без существенного топографического перемещения, — самостоятельный тип. Органические отложения, возникающие за счет остатков высшей растительности или водорослей на месте произрастания, — многие угли и различные мелководные горючие сланцы — также представляют самостоятельные типы. Все эти четыре типа, составляющие донную, или бентосную

подгруппу, т. е. накопления органического или минерального вещества на месте жизни соответствующих групп организмов, имеют определенные морфологические признаки, которые позволяют распознавать их в древних толщах и считать ключевыми при генетическом анализе.

Планктоногенные отложения, динамически весьма близкие к механогенным, отражают обстановки и периоды сильной подавленности терригенной и вулканогенной седиментации и доминирование биогенного, именно планктоногенного способа осадконакопления. Их однообразие («дождь» мелких и мельчайших частиц — раковин, скелетных фрагментов, органического вещества, копролитов) сочетается не только с биологическим разнообразием, но и с весьма различными обстановками накопления. Это позволяет выделять генетические типы лагунных, западинно-шельфовых и пелагических планктоногенных накоплений. Наиболее существенным диагностическим признаком типов, помимо общих с аналогичными тонкозернистыми, «проектирующимися» на дно осадками признаков (микритовость, однородность, тонкая слоистость и т. п.), обусловленных гравитационным способом накопления, является их компонентный состав, отражающий не только и не столько минералогические особенности, сколько способ формирования: биогенность, групповой и видовой состав биоты, условия их обитания и захоронения. Нередкая неравносность минерального состава планктоногенных биолитов по отношению к водной среде показывает относительную независимость биогенного способа формирования отложений от среды и заставляет обособлять их как от терригенных, так и от хемогенных. С последними, однако, связь более тесная.

Хемогенные отложения, или хемолиты, как группа генетических типов, противопоставляются биогенным и механогенным лишь в самом общем смысле — как накопления особого генетического способа образования, возникающие главным образом за счет собственных ресурсов гидросферы, когда и где другие процессы накопления ослабевают настолько, что тип аккумуляции начинает определяться химической садкой. Такие обстановки и периоды весьма информативны и важны в историко-геологическом отношении и отложения, их представляющие, должны быть обособлены от терригенных и биогенных. Однако по гидродинамике накопления типы тождественны многим из них. Наиболее существенно они отличаются особенностями минерального состава, равновесного с физико-химической средой и наиболее адекватно ее документирующего. Но многие хемолиты (кальцитовые, доломитовые, кремневые и некоторые другие) могут быть би- или полигенетичными, в том числе и диагенетичными, что затрудняет использование минерального состава для генетического анализа.

Хемолиты, противопоставляющиеся биолитам и заслуживающие выделения в качестве самостоятельного генетического ряда, нередко связаны с ними переходами и часто образуют смешанные, биохемогенные отложения, являющиеся иногда результатом не двух параллельно идущих и интерферирующих процессов (биогенного и хемогенного), а одного, биохемогенного. Примером могут служить стро-

матолиты и онколиты — по существу хемогенные отложения, но про-
воцирующиеся биосинтезом синезеленых водорослей и приобретаю-
щие иногда биоморфность за счет лишь облекания слоевищ и клеток.
Поэтому здесь биогенный и хемогенный ряды объединены в один
хемогенно-биогенный.

Хемогенные и биогенные отложения дополняют друг друга: раз-
витие биогенного седиментогенеза уменьшает возможности хемоген-
ного, если это относится к биофильным компонентам — извести,
кремнезему, фосфатам и др. Нередко тем самым исключается со-
всем хемогенная садка многих компонентов. Наоборот, при ослаб-
лении биогенного процесса иногда создаются условия для их хими-
ческой садки. Исторически хемогенные отложения предшествовали
биогенным, появившимся на Земле лишь с определенного периода
(около 3 млрд. лет назад). Как исторически более ранние, хемолиты
должны рассматриваться до биолитов. Кроме того, хемолиты в гене-
тическом ряду непосредственно примыкают к гидротермолитам, во
многих случаях продолжая их развитие. Обычны и переходные
между ними отложения.

Хемобиогенный ряд, таким образом, естественно подразделяется
на две группы: хемогенную и биогенную; в каждой выделяются
по две подгруппы и соответственно четыре и семь типов.

ХЕМОГЕННАЯ ГРУППА

Хемогенная группа генетических типов по гидродинамической
энергии или активности подразделяется на две подгруппы: на отло-
жения активной гидродинамики, т. е. активноводные, и на застой-
ные, или тиховодные отложения.

Активноводные отложения представлены одним типом
того же названия. Это практически только карбонатные, известко-
вые и доломитовые осадки и породы оолитовой и иной сфероагре-
гатной структуры. Они встречаются как у выходов горячих источ-
ников, так и на побережье морей, например, Каспийского и Черного.
С чисто химическим процессом часто совмещается биохимический —
осаждение водорослями, что приводит к конвергентно сходным об-
разованиям, и их не всегда удается различить.

Оолитовые известняки и доломиты образуют пласты и пачки
мощностью до десятков метров. Наиболее характерны для платфор-
менных отложений и обычны также для геосинклиналей суб платфор-
менных стадий, например, для поздней юры и валанжина Север-
ного Кавказа. Оолитовые слои ассоциируются с комковатыми, или
катаграфиевыми, органогенно-обломочными, строматолитово-водо-
рослевыми и другими мелководно-морскими карбонатными извест-
ковыми или известково-доломитовыми отложениями, имеющими чет-
кие признаки активной гидродинамики (волновую рябь, косую сло-
истость течений), а иногда — и осушения (эоловая косая слоистость,
трещины усыхания, вадозный метасоматоз). Они нередко ассоции-
руются с лагунными карбонатными и сульфатными отложениями.
Все эти собственные и парагенетические признаки, как и фауна и
флора, обычно в изобилии встречающиеся в отложениях, указывают

на мелководье, теплые воды, прогреваемые до дна, режим волнения и течений, отсутствие или незначительное поступление терригенного материала, т. е. на аридность суши и в целом на замедленность темпа седиментации. На этом фоне часты перерывы как над, так и под водой, ведущие к сильному элювиированию, образованию горизонтов твердого дна, сингенетических брекчий, ихнитолитов, доломитизации, что в изобилии встречается, например, в данково-лебедянских слоях по р. Красивая Меча.

Итак, активноводные хемогенные или биохемогенные отложения распознаются по карбонатному составу, оолитовой и другой сфероагрегатной структуре и парагенезам с карбонатными и эвапоритовыми образованиями, указывающими на возможность химической садки карбонатов. Сопутствующими признаками являются: перерывы, знаки волнения, прибоа, осушения, поверхностного метасоматоза и т. п., свидетельствующие о мелководности и активной гидродинамике.

Тиховодные отложения, образующиеся в тихих или застойных водах, при пассивной гидродинамике, по крайней мере у дна, могут рассматриваться как один тип, но, возможно, более правильно выделять три самостоятельных типа: 1) лагунные, 2) западинно-шельфовые и 3) пелагические тиховодные отложения, поскольку они сильно отличаются друг от друга. Из них только первый тип изучен достаточно полно как на современном материале, так и в геологических разрезах.

Лагунные отложения — вероятно основной тип хемогенных образований в настоящее время. Он характерен для аридных условий и обычно пассивного тектонического режима, обеспечивающих неразбавление терригенным материалом продуктов химической садки [36 и др.]. Отложение известковых, доломитовых, сульфатных и галогенных солей происходит при выпаривании мелководных (обычно, в первые метры — первые десятки метров) бассейнов типа Кара-Богаз-Гола, Шаркбей (Западная Австралия), имеющих, как правило, постоянный подток морской воды через порог — пересыпь (бар) — из-за разницы уровней. При нисходящих тектонических движениях может накопиться эвапоритовая толща в сотни и более метров мощностью. Отложения четко цикличны, цикличность многопорядковая, от сантиметровой сезонной до многометровой. Циклы слагаются карбонатами и эвапоритами, к которым нередко примешиваются терригенные, часто эоловые прослойки.

Примеры лагунных отложений из аридных толщ многочисленны [26, т. I, с. 319—362 и др.]. Признаками хемогенных лагунных отложений являются специфический, карбонатно-эвапоритовый состав, ограниченные (километры — первые десятки километров) размеры на площади, парагенез с континентальными и прибрежно-морскими (баровыми, рифовыми и др.) образованиями, специфичность биоты и общая ее угнетенность, хотя в некоторых лагунах пышно расцветает планктон (горючие сланцы и рассеянные битумы, создающие нефтематеринский потенциал); четкая тонкая, часто сезонная горизонтальная слоистость, многопорядковая цикличность, обычно пест-

рая окраска. Они распознаются обычно без особых сомнений и поэтому могут служить генетическими реперами.

Западно-шельфовые отложения также практически лишь карбонатно-сульфатные, отделяющиеся от лагунных довольно условно по большей открытости солеродных бассейнов и связанным с этим большим (сотни — тысячи километров) размером. Современных примеров таких бассейнов нет, а ископаемые довольно многочисленны. По форме это гигантские лагуны, а по существу — шельфовые моря или их обширные части, например, моря цехштейна, перми Предураля, позднефаменский залив центра Русской платформы — Данково-Лебедянский бассейн, Усольский бассейн раннего кембрия юго-запада Сибирской платформы, Мичиганский и другие силурийские бассейны Канадской платформы и т. д. Глубины были небольшими, в десятки, в центральных частях может быть до 100 м и более, как это установлено в 1958 г. Я. К. Писарчик для Усольского и В. Г. Махлаевым в 1959, 1964 гг. для Данково-Лебедянского бассейнов по широкому распространению в доломитах водорослей и другим признакам мелководности.

Хемотропные карбонатно-сульфатно-хлоридные отложения мощностью в сотни и первые тысячи метров имеют характерное строение как в разрезе (циклитовость), так и на площади (фациальная структура), благодаря чему они представляются целостными, законченными телами. Разрез циклический. Эвапоритовый циклит начинается обычно с доломитов, которые при прогрессирующем осолонении сменяются гипсами и ангидритами, а затем галитами, иными сульфатами, хлоридами и калийными солями, если процесс доходит до этой стадии. Эта последовательность, выдерживающаяся как в малых циклитах, так и в разрезе формации, повторяется в их фациальной структуре: у проливов, соединяющих солеродный бассейн с морем нормальной солености, формируются карбонаты, в основном доломитовая фация, которая в глубь бассейна сменяется гипсово-ангидритовой и в самом дальнем участке, а при симметричном расположении проливов, в центре — галитовой фацией. В местах впадения пресных вод происходит деформация фациальных границ, которые изгибаются внутрь солеродного бассейна. Благодаря значительным размерам последних и устойчивости самого физико-химического процесса возникающие в них крупные тела сложного и разнообразного состава воспринимаются как генетически однородные, и потому представляют один, четко очерченный генетический тип. Объединение его с терригенными лагунными отложениями лишь отдавало бы дань динамическому приоритету в ущерб более важному отличию типов геологических процессов.

Диагностическими признаками западно-шельфовых хемотропных отложений являются отмеченные выше особенности состава и строения геологических тел, парагенез с морскими шельфовыми отложениями, биогермами, морская фауна по периферии, признаки осушения. Ряд этих признаков и прежде всего размер тел отличают их от лагунных отложений.

Пелагические отложения, если не считать гидротермальных и своеобразных марганцево-железистых корок в океане, не известны

среди современных образований и маловероятны в фанерозое. Наоборот, в докембрии они не редки и встречаются не только в карбонатах и эвапоритах, но и в силицитах, железных рудах и других образованиях. Спектр хемогенных карбонатов, вероятно, был шире и включал, возможно, сидерит и магнезит. Несравненно шире шло хемогенное доломитообразование не только по сравнению с современным, но и с палеозойским, о чем свидетельствует широкое распространение микрозернистых первичных доломитов. Хотя большая часть джеспилитов, очевидно, имеет гидротермное происхождение, образование их за счет терригенного вноса коллоидов железа нельзя исключить. Тем не менее тип хемогенных пелагических отложений нельзя считать полностью доказанным.

Возможность химической или биохимической садки карбонатов в океане на основании обширного материала в 1974 г. показана А. П. Лисицыным на примере Багамской банки. Карбонат кальция в виде мельчайших, в несколько микронов, иголочек арагонита выпадает из пересыщенных карбонатом сильно прогретых над плоской поверхностью банки вод и в илу формирует сферулы или оолиты арагонита. Поскольку аридные условия здесь сохранялись на протяжении последних 130 млн. лет, значительная часть накопившейся за это время карбонатной толщи в 4000 м должна считаться хемогенной или биохемогенной. При этом скорость карбонатонакопления достигает 80 см за 1000 лет, т. е. была весьма высокой и способной компенсировать такое быстрое и значительное прогибание. Но к какому генетическому типу — шельфовому или пелагическому — следует отнести хемогенное карбонатонакопление на Багамской банке? Возможно, расположение банки в открытой части океана с большими глубинами дает возможность трактовать его как пелагическое, хотя и мелководное.

Микрозернистые известняки и доломиты палеозоя, особенно нижнего, в пределах всех материков также, вероятно, включают немало хемогенных отложений, возникших в открытом море в периконтинентальных условиях, и их можно трактовать как пелагические. Помимо микрозернистости, однородности, явной или скрытой тонкой слоистости они отличаются большой выдержанностью на площади, нормальной морской фауной, парагенезом с открыто морскими и часто с мелководными отложениями.

БИОГЕННАЯ ГРУППА

Биогенные отложения представлены семью генетическими типами, объединяющимися в бентосную и планктоногенную подгруппы.

Бентосная подгруппа представлена четырьмя типами: 1) мангровыми, 2) подводно-луговыми органическими отложениями, 3) биогермно-биостромовыми образованиями и 4) ракушняковыми банками карбонатного и реже фосфатного состава.

Мангровые отложения — накопления органического вещества высших растений, преимущественно древесных, растущих в соленой воде в приливо-отливной зоне тропического или субтропиче-

ского пояса. Это морские аналоги торфяников, к ним относятся многие угольные пласты паралических толщ, особенно палеозойских. Вероятно и многие дельтовые пласты углей вне тропической мангровой зоны также должны трактоваться как морские мангровоподобные отложения, поскольку их формирование, происходящее в заливах и лагунах средней части дельт, а также на авандельте, при защите подводными валами от зоны активной гидродинамики, теснейшим образом связано с морем. Тогда термин «мангровые отложения» уже объема генетического типа. Если не отказываться совсем от этого выразительного термина, означающего не только условия, но также и способ накопления органической массы, то приходится в этом случае его усложнять и называть точнее тип как «мангровые и мангровоподобные органические отложения» (сокращенно — мангровые отложения).

Современные мангры широко распространены по восточному побережью Австралии и берегам Новой Гвинеи, особенно в дельтах рек Флай, Маркхем и др., где ширина зоны превосходит 5—10 км. Еще более широка (многие десятки километров) зона в дельтах Нигера, Ганга, Брахмапутры, Иравади, Амазонки и др. Органическая масса накапливается в заливах и лагунах, оставленных протоках и на островах. Ее зольность сильно варьирует, но обычны и чистые накопления. Их ископаемыми аналогами являются пласты каменных углей Донбасса, Дагестана (юра), перми Австралии и т. д., а также и слои углистых сланцев или аргиллитов. В глинистой почве обычны корни растений [39, табл. XII в]. Мощность углей и углистых аргиллитов варьирует от долей метра до десятков метров, а средняя 1—2 м. Угли обычно сложного строения: чистые угли (0,2—0,5 м) часто переслаиваются с высокозольными или углистыми аргиллитами. Они также расщепляются неуглистыми породами. Как установлено в Дагестане [39], прекращение накопления органической массы наступало вследствие затопления дельты более глубокими морскими водами. Об этом свидетельствуют отсутствие окисленной органической массы (фюзена) и нередко низкая степень разложения тканей, часто сохраняющих клетчатую структуру.

Мангровые, или прибрежно-морские органические накопления (угли) — четкий палеогеографический репер — показатель береговой зоны и практически нулевых глубин, а также и теплого климата, в типичном виде указывающий на тропическую зону. Огромное экономическое значение определяется большими масштабами угленакпления в мангровой зоне. Основные диагностические признаки — органический, торфяной или углистый состав, а также парагенез с дельтовыми и другими прибрежно-морскими отложениями, позволяет сравнительно легко определять тип в древних формациях, что делает его надежным генетическим репером, или индикатором.

Подводно-луговые отложения, или отложения подводных лугов, представлены горючими сланцами бентосного происхождения. Современным их аналогом являются заросли водной растительности — так называемые черни, или подводные луга, широко распространенные, например, на авандельте Волги. В определенных, не очень активных условиях гидродинамики органическое

вещество не целиком окисляется и гидролизуется, а в том или ином количестве переходит в осадок и захороняется.

Хотя в ископаемом состоянии отложения этого типа распространены широко, особенно начиная с девона и карбона, изучены они слабо. Автором к этим образованиям были отнесены горючие аргиллиты и алевролиты аалена Дагестана, залегающие линзами (5—50 см и более) среди песчано-глинистых отложений обширной авандельты с мористой стороны угленосной фации. Линзы прослеживаются на сотни метров и километры, залегают как в нижней, регрессивной, так и в верхней, трансгрессивной (по отношению к углю) части циклотемы. Органическое вещество редко преобладает над минеральным. Оно представлено в основном остатками высших растений. Обычны миллиметровые и сантиметровые линзочки гагата — своеобразного битуминозного гумусового угля, развивающегося по стволам деревьев. Слоистость аргиллитов тонкая. Нередко они комковаты.

Н. М. Страховым к этому типу отложений отнесены горючие сланцы зоны *Perisphinctes panderi* d'Orb. и условно ордовикские кукерситы Эстонии. Он считал их отложениями подводных лугов или зарослей морских трав, т. е. бентосными образованиями, что подтверждалось: 1) ограниченностью сланцевых пластов по площади и быстрой сменой их глинистыми отложениями обычного состава, не обогащенного C_{org} , 2) наличием специфического биоценоза, отличного от биоценоза вмещающих пород. В состав подводных лугов входили не только водоросли, но и высокоорганизованные высшие растения, биологические гомологи современной *Zostera*. Своеобразный состав органической массы, а именно пониженное содержание в ней углерода и водорода и наличие фенолов согласуется с этим и, по мнению Г. Л. Стадникова, указывает на значительную примесь гуминовых веществ. Горючие сланцы такого типа разрабатываются во многих районах (Эстония и др.).

Биогермно-биостромовые образования, создающиеся прикрепляющимися организмами, формирующими каркас или заросли, способные улавливать тонкий известковый ил, встречаются в отложениях всех геологических эпох, особенно начиная со среднего ордовика [37]. Биогенные постройки достигают 100 м и более в высоту и распространяются прерывисто на сотни и тысячи километров (Большой Барьерный риф Австралии, пермские рифы Предуралья, силурийские и другие палеозойские, а также и мезозойские рифы Северной Америки). Биогермы (от греч. био—жизнь и герм—столб) и биостромы (стром—пласт, слой, там же), т. е. обычно заметные рельефные образования на дне морей, создающиеся кишечнополостными, водорослями, губками, мшанками, некоторыми моллюсками, фораминиферами и отчасти криноидеями. Многие из этих организмов ассоциируются друг с другом и строят современные постройки, в которых они обычно сменяются стадийно, по мере вышшения ее над дном и приближения к волновой базе к поверхности воды и уровню прилива [37 и др.].

Большой Барьерный риф Австралии протягивается на 2000 км на расстоянии 7—180 км от восточного и северо-восточного берега Ав-

стралии от широты г. Рохэмптона (около 24° ю. ш.) практически до Новой Гвинеи (около 9° ю. ш.) и состоит из многих тысяч коралловых островов и отмелей, которые даже во внешней, барьерной цепи не часто соединяются основаниями, хотя располагаются близко друг от друга. В лагуне (средней шириной 50—150 км) острова более редки. В барьерной цепи резко преобладают неизометричные, сильно удлиненные вдоль цепи острова шириной, редко превосходящей 5—10 км, а по длине иногда достигающие 100 км. Форма в плане их простая, близкая к линейной или слабо дугообразной, лишь местами более сложная, извилистая. Форма рифов лагунного бассейна параболическая или месяцеобразная, реже кольцевая, атоллоподобная, в целом изометричная. Выпуклая сторона дуг обращена на восток и юго-восток, против господствующих течений и ветровых нагонов. Эти рифы группируются наиболее тесно напротив проливов в барьерной цепи. Рифовые острова имеют крутые, часто вертикальные и на отдельных участках нависающие склоны, так что в вертикальном сечении они столбообразны.

Остов рифа — биогермное образование — в основном состоит из скелетных остатков кораллов. Водоросли (главным образом багряные) играют подчиненную роль. Основными рифостроителями являются шестилучевые кораллы *Acropora*, обладающие ветвистым, кустовидным и весьма изменчивым по форме скелетом; нарастающим за год на 10—12 см, и *Porites*, имеющие массивный скелет, растущий заметно медленнее, но почти не разрушающийся прибоем. Из других шестилучевых кораллов часты чрезвычайно изменчивые по форме (зонтиковидные, капустовидные, лабиринтовидные и т. д.) *Montipora*, а также *Ceriatopora*. Принимают участие в строении рифа ракушняковые (устричные и др.) банки, а также разнообразные перемещенные, механогенные накопления раковин и детрита кораллов, моллюсков, криноидей, морских ежей, фораминифер и других беспозвоночных и водорослей. Многочисленные пустоты, промежутки между веточками и колониями заполняются дресвяно-песчаным и более тонким детритом и химическим, инкрустационным кальцитом и доломитом. Нередки линзы и пачки брекчий, конгломерато-брекчий, известняковых конгломератов и песков — прибойных, волновых, обвальных и осыпных отложений, а также накоплений течений. Большое значение в генерации тонкого детрита имеют не только абиотические факторы (волнение, прибой, течения, ветер), но и поедание ила беспозвоночными, особенно крабами, морскими ежами, лилиями, создающими ихнитовый материал. При достаточных размерах плоской поверхности — рифовой платформы, или риф — флета, — на ней накапливаются прибойные песчаные и более грубые валы. Этот материал перемещается на наветренную сторону и концентрируется, следовательно, по северо-западным краям рифов (рис. 5). Здесь при осушениях в отлив уже золотой механизм формирует из подсохшего песка дюны, которые рано или поздно не покрываются водой даже в самый высокий прилив и не размываются штормом, основная энергия которого гасится на юго-западных краях риф — флета, т. е. на достаточной дистанции. На островках поселяется наземная растительность (пальмы, кустарники), закрепляющая пески и улавлива-

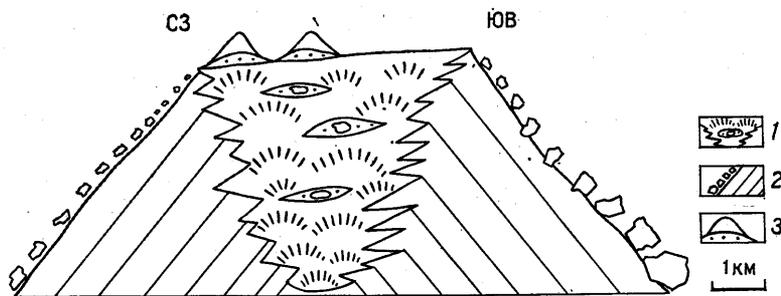


Рис. 5. Модель кораллового рифа типа о-ва Зеленого в Большом Барьерном рифе Австралии
 1 — биогермный массив с линзами прибойных и волновых отложений; 2 — боковые обвальноссыпные отложения; 3 — прибойные песчаные гряды с дюнами и лагуной

ющая последующий эоловый материал. Остров растет в высоту и по площади, в многочисленных лагунах развивается мангровая растительность и формируются органические накопления — линзы будущих горючих сланцев и углей. Обычны субаэральные образования — почвы и элювий, эоловые и болотные отложения и др. По составу все осадки карбонатные, известковые с примесью доломита, образующего линзы хемогенного происхождения: в мелких лагунах исключительно сложного мезо- и минирельефа рифовой платформы, достигшей уровня прилива, временами создаются эвапоритовые условия.

В лагуне или лагунном море помимо биогермных образований — подводных возвышенностей, башен, куполов, холмов, лоскутных рифов и двух наземных островов (о-в Хирон, или Хайрон, — у южного конца Барьерного рифа, о-в Зеленый — см. рис. 5, или Грин-Айленд, в средней его части), часто встречаются известковые механогенные и планктоногенные песчаные и илистые осадки и ракушечниковые банки. При приближении к берегу континента увеличивается примесь силикатного терригенного материала и из-за возрастающей мутности на отдельных участках уменьшается размер и число биогермных построек, появляются подводный аллювий, отложения вдольбереговых течений и другие типы прибрежно-морских накоплений.

Рост биогермного каркаса и самого рифа неравномерен во времени и на площади. Одни участки, находящиеся в более благоприятных гидродинамических и трофических условиях, обгоняют другие и выдвигаются мысами и выступами навстречу нагону и прибою, а расположенные между ними заливы, впадины и ванны из-за отставания роста рифа постепенно превращаются в лагуны, отгороженные от активного моря мелкими барьерами, возникшими между соседними мысами. Линзы этих лагунок второго или третьего порядка — элемент парагенеза типов отложений рифа. Наиболее быстро рифы сначала растут вверх и успевают компенсировать даже быстро поднимающийся уровень океана или опускание дна. Достигнув уровня прилива, они перестают расти вверх, и главный прирост идет уже в горизонтальном направлении. Рифовая платформа расширяется; ее края часто нависают и обрушиваются, создавая шлейф обвальноссыпных отложений.

осыпных и оползневых отложений, к которым присоединяются турбидитные. Тот факт, что ширина рифов барьерной цепи небольшая и почти все они заливаются приливом, говорит о недостаточной зрелости рифа и его молодости.

Рифовая формация Большого Барьерного рифа между материком и основной барьерной цепью (среднее расстояние 100 км) занимает площадь около 200 000 км² и имеет объем в 10 или 20 км³, если исходить из ориентировочной мощности соответственно в 50 или 100 м. Но эта формация может быть продолжена на восток еще по крайней мере на 100 км до линии кольцевых, атоллоподобных рифов Марион, Флиндерс, Херальдс-Кейс, Оспрей и др. Собственно биогермные образования составляют около 10—20 % объема формации. Хотя начало ее формирования относится к миоцену, около 30 млн. лет назад, основной рост происходил в плейстоценовое и голоценовое время, вслед за эвстатическими колебаниями уровня океана, последним его поднятием в послеледниковое время и вслед за деструкцией континентальной коры и опусканием ее блоков; продолжается он и в настоящее время.

Коралловые атоллы Тихого океана — Тонга, Фиджи и другие, как и атоллоподобные рифы Кораллового моря — Оспрей, Бугенвиль, Флиндерс, Марион и др., аналогичны Большому Барьерному рифу по видовому составу рифостроителей, петрологической чистоте карбонатной формации, парагенезам литологических и генетических типов отложений, нормальной, в основном вертикальной, стратификации, условиям и механизму формирования и отличаются большей прерывистостью на площади, большей мощностью (до 1000 м и более), концентричностью строения и большей ролью (вероятно, не менее 30 %) собственно биогермных образований в строении рифа — атолла. Диаметр некоторых атоллов достигает многих десятков километров и в них четко обособляются лагунные фации. Некоторые атоллы или кольцевые рифы вокруг гористых вулканических островов (Фиджи, Тонга, Гавайи и др.) обнаруживают ступенчатый профиль надводной части, указывающий на начавшееся поднятие острова. Здесь, следовательно, кольцевые, а по существу барьерные рифы стали береговыми, какие можно видеть в наиболее полном развитии на северных берегах Новой Гвинеи.

В обзорах обширной литературы по атоллам [26 и др.] рассмотрены их строение и происхождение. По-видимому, первая попытка научного объяснения происхождения атоллов была предпринята А. Шамиссо и И. Эшшоцем — участниками русской кругосветной экспедиции на шлюпе «Рюрик» под командованием О. Е. Коцебу в 1815—1818 гг. В отчете о плавании (опубликован в 1921 г.) имеется специальный раздел о коралловых островах, в котором указывается, что острова произошли от морских животных, которыми являются кораллы, что коралловый риф состоит из сцементированных обломков кораллов, раковин моллюсков и скелетов других организмов и что в основании коралловых построек находятся вершины подводных гор, с которых они растут к поверхности моря. Через 20 лет, в 1842 г. вышла более обстоятельная работа Ч. Дарвина, не потерявшая своего значения до наших дней. В ней был описан способ образова-

ния атоллов — закономерных звеньев эволюционного ряда биогермных образований, формирующихся при опускании вулканических островов или морского дна вообще: 1) первая фаза — береговой, или окаймляющий риф (-маргинальный риф), 2) по мере погружения он как бы отходит от берега и превращается в барьерный, 3) наконец, образуется из него кольцевой атолл, когда на месте коренного острова, погрузившегося ниже уровня моря, возникает центральная лагуна, в которую превращается кольцевая. Эта теория неоднократно подтверждалась последующими исследованиями.

Способ формирования рифов при опускании дна не единственный. В XX в. Ф. Семпер, Г. Гуппи, Дж. Меррей, А. Агассиц, Дж. Гардинер и др. показали возможность формирования рифов и при тектоническом поднятии берега или дна. Кроме того, были сделаны дополнения в теорию Ч. Дарвина. В. Пенк в 1894 г. и Р. Дэли в 1910 г. указывали на роль ледникового контроля в рифообразовании, а именно на интенсивный рост рифов по мере эвстатического поднятия уровня Мирового океана вслед за таянием материкового оледенения, что подтвердилось современными исследованиями. Понижение же уровня океана во время похолоданий сопровождалось абразией рифовых построек, которые срезались на десятки метров. В разрезах скважин на Бикини и других атоллах этому соответствуют горизонты цементации — по-видимому, элювиальные панцири, разделенные примерно равным по мощности рыхлым обломочным известковым материалом, отвечающим межледниковьям.

Для познания строения и формирования рифов важное значение имело бурение на рифах [2]. В 1896—1898 гг. первая скважина на атолле Фунафути (о-ва Эллис) прошла 334 м карбонатных осадков и не вышла из них. Долго не удавалось достичь фундамента, хотя проходили бурением многие сотни метров. В послевоенные годы в исследованиях для сооружения полигона испытаний ядерных бомб на Бикини (Маршалловы острова) была достигнута глубина 799 м, а геофизическими методами фундамент устанавливался на глубинах 1800—2900 м. Таким образом, мощность известняков рифовой формации превышает 1—2 км. Разрезы подавляющего числа скважин (70 % по данным А. К. Агаджаняна и др.) состоят из рыхлых известковых фрагментов — кораллов, водорослей халимеда, фораминифер и других организмов, а также известкового песка и лагунных известковых илов. Минеральный состав карбонатов меняется по разрезу нередко закономерно. В верхних слоях сохраняется арагонит, а в нижних в значительных количествах появляется доломит. Весь материал формации макропористый. Цементированными оказываются отдельные горизонты и участки, и цементация, вероятно, полигенетична и полистадийна. Как показали наши наблюдения над атоллами и другими коралловыми рифами, она нередко осуществляется сингенетично с ростом кораллов в подводных условиях, а также при достижении рифовой платформой поверхности моря и превышении его.

Морфологические элементы атоллов (рис. 6) Тихого океана, их эволюция, генетический ряд коралловых островов и корреляция с глобальными (эвстатические колебания уровня Мирового океана,

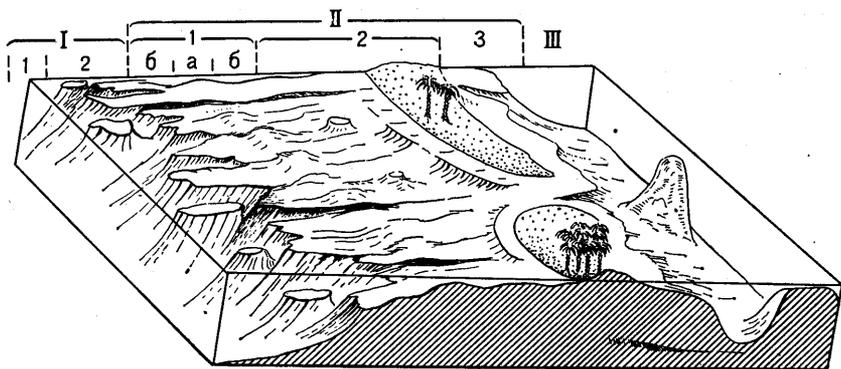


Рис. 6. Морфологические элементы атолла

I — внешний склон: 1 — зона подножия, 2 — зона прибойных желобов; II — рифовая платформа — риф — флет: 1 — внешняя зона с рампартом (а) и продольными желобами (б), 2 — средняя зона с островами, 3 — внутренняя, прилагунная; III — лагунная с внутрिलाгунными рифами

оледенения и др.) и местными тектоническими процессами освещены А. К. Агаджаняном и др. [2].

Береговые рифы Новой Гвинеи формируются при непрерывном и более или менее равномерном поднятии острова, по крайней мере на его северо-восточном побережье (берег Миклухо-Маклая), где они изучались автором в 1970 г. В заливе Хьюон в районе г. Лае, где впадает крупнейшая (после р. Флай) р. Маркхем, несущая мутные воды, рифы встречаются редко и маломощны. На берегу Миклухо-Маклая рифовые образования слагают уже формацию, панцирем в 30—50 м и более бронирующую нижнюю часть (до высоты 600 м) склона (рис. 7). Этот панцирь прерывается лишь в устьях крупных рек. Склон отчетливо террасирован.

По родовому составу кораллов новогвинейские рифы близки Большому Барьерному рифу: основные рифостроители и здесь акропоры и поритесы. Многочисленны багряные и зеленые водоросли, роговые губки, часты одиночные кораллы фунгии, устричные и мидиевые банки, гигантские (до 2 м) тридакны, голотурии, офиуры, морские звезды, морские ежи, крабы. Много бесскелетных кораллов и водорослей. Колонии акропор достигают 1 м и более. Морфология их меняется с глубиной воды и гидродинамикой. На внешнем склоне с бурным прибоем они массивные, за волноломом — рампартом, на лагунных берегах или на глубине — более тонковетвистые, хрупкие. Обнаруживают гидродинамическую и батиметрическую специализацию и поритесы, монтипоры, цериатопоры, трубчатые красные восьмилучевые тубипоры. В строении рампарта — невысокого (10—50 см) продольного гребня вблизи внешнего края риф — флета (рифовой платформы) главное участие принимают красные, литотамниевые водоросли, делающие его весьма прочным. Он осушается при отливах и первым покрывается наземной растительностью при поднятии и превращении риф — флета в террасу. Рампарт прорезан каньонами — каналами стока. С внутренней стороны рампарта колонии акропор, поритесов и других форм уплощены, как бы срезаны

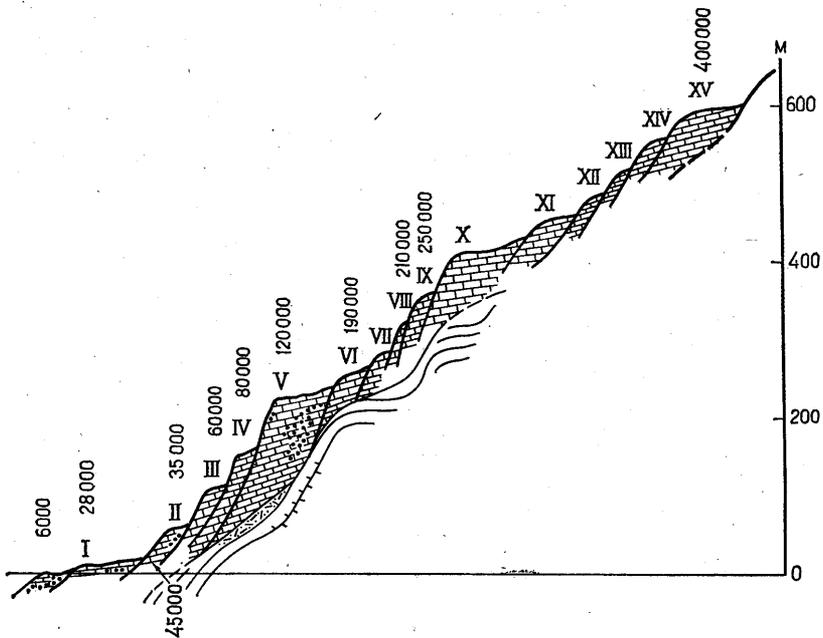


Рис. 7. Морские рифовые террасы (I—XV) формации береговых рифов на о-ве Новая Гвинея. По Дж. Шапеллу (1970 г.). Арабские цифры — возраст террас (лет)

сверху, что означает достижения уровня прилива, выше которого они не растут. В углублениях — валунный и песчаный материал, у берега — вал (2—3 м) крепко сцементированных известняковых брекчий, конгломератов и песчаников, т. е. бичрок. Рампарт, по простирацию расширяясь, переходит в барьер, отделяющий неширокую лагуну (50—500 м, рис. 8). Непосредственно у берега растут собственно береговые рифы, отделенные от барьерных песчано-илистыми чисто известковыми лагунными осадками. В лагунах формируются конические, башенные, куполовидные или просто бугристые, а также плоские лоскутно расположенные рифы — фарос, особенно часто против проходов в барьерной цепи. Высота их обычно менее 10 м, сечение в диаметре — метры и десятки метров. Волноприбойные ниши придают им нередко грибообразную форму.

Генетический состав рифовых образований неоднороден и пестр, чем береговые рифы существенно отличаются от барьерных и атоллов. Помимо биогермов и банок (устричных, мидиевых и др.), прибойных, собственно волновых, обвальных и осыпных, лагунных и подводно-элювиальных формациеобразующими являются речные выносы в море (подводный аллювий), просто аллювий (рис. 9), пролювий, озерные, болотные отложения, субаэральный элювий (известняковые панцири и др.), включая и почвы, и группа субтерральных накоплений — отложения пещер и источников. Все отложения грубопористы, пористость в среднем более 50 %.

Петрографический состав формации пестр и помимо карбонатного материала — продуктов переотложения собственного петро-

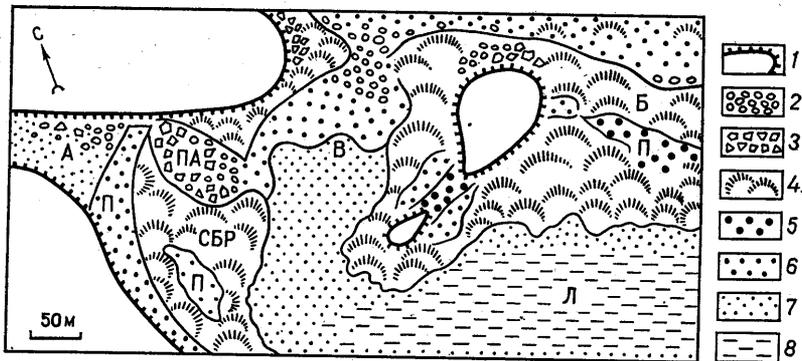


Рис. 8. Современные береговые рифы у д. Гитуа, берег Миклухо-Маклая

1 — I терраса, 5—7 м; 2 — речные выносы р. Рюто; 3 — бичрок конгломерато-брекчиевый; 4 — биогермы коралловые; 5—7 — песок (5 — крупно-грубозернистый, 6 — среднезернистый, 7 — мелко-тонкозернистый); 8 — известковые илы. А — аллювий, ПА — подводный аллювий (речные выносы), П — прибойные лески, бары, СБР — собственно береговой риф, В — волновые отложения, галечные и песчаные, Л — лагунные отложения, Б — барьер

фонда, — включает терригенный силикатный, граувакковый, поставляемый теми реками (р. Тевай и др.), которые прорезают известняковый щит формации и вскрывают фундамент — средне-раннеплейстоценовые и более древние уже слабо складчатые образования. Однако на значительных отрезках береговой зоны (в десятки километров), на которых даже реки длиной до 20 км (Венга, Рюто, Сосам, Саниборо и др.) не прорезают тело рифовой формации, материал остается исключительно карбонатным; даже аллювиальные галечники и пески чисто известковые.

Береговая рифовая формация от барьерно-рифовой, или шельфовой, и атоллной отличается также большим содержанием (вероятно,

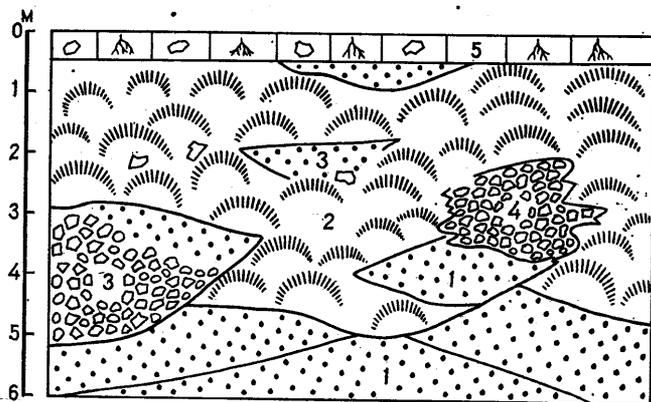


Рис. 9. Разрез II коралловой террасы (30 м) у д. Гитуа

Цифры на рисунке: 1 — косослоистые прибойные коралловые пески, 2 — биогермные коралловые известняки высокопористые (свыше 50%), 3 — аллювиальные известняковые конгломераты и песчаники, 4 — морские обвалы и прибойные грубые и песчаные отложения, 5 — субаэральный известковый панцирь

свыше 50 %) биогермных известняков и обратной стратификацией, аналогичной стратификации аллювия долинных террас и морским террасовым толщам: более древние слои располагаются гипсометрически выше молодых, которые прислоняются к первым. На изученном участке (50 км) берега в проливе Витязь (в 100 км к западу от г. Финчхафена) Дж. Шапелл установил 15 крупных и 40 мелких коралловых террас, возраст которых датировал по соотношению U^{234}/U^{230} и по C^{14} (см. рис. 7). Возраст самой высокой, XV террасы около 400 000 лет, а современная начала формироваться 6000 лет назад. Некоторые террасы имеют две датировки — для нижних и верхних горизонтов. Например, для II террасы они соответственно равны 45 000 и 35 000 лет, что позволяет определить продолжительность ее немногим более 10 000 лет. Продолжительность роста некоторых террас около 70 000 лет (пятая), но в среднем она равна 20—30 тыс. лет, что дает среднюю скорость воздымания п-ова Хьюон — 1,5 мм год. XV терраса располагается на высоте 600 м. Строение высоких террас аналогично современной рифовой платформе.

Морские коралловые террасы образуются при непрерывном однонаправленном воздымании суши, без остановок и опусканий, т. е. без колебательных движений. Превращение подводной рифовой платформы — риф — флета — в поверхность террасы, не заливаемой морем, осуществляется за счет совместного действия биологического и тектонического факторов: наращивания сооружения вверх и непрекращающегося воздымания суши. Действуя согласно, оба фактора ускоряют процесс террасирования. При замедлении какого-нибудь из них длительность террасирования возрастает, а если это произойдет лишь при уменьшении скорости поднятия, то мощность формации на соответствующем участке увеличится. Морские коралловые террасы непосредственно прослеживаются в устьях рек, откуда они переходят в речные, которых также насчитывается по несколько десятков (реки Маркхем, Тевай и др.). Это позволяет распространить механизм образования морских коралловых террас на речные террасы, которые, таким образом, формировались также при непрерывном (или мелкопрерывистом) однонаправленном воздымании бассейна реки, т. е. без колебательных тектонических движений или заметных замедлений и остановок поднятия.

Коралловые формации аналогичного типа бронируют берега Новой Британии, Новой Ирландии и других островов Папуа — Новой Гвинеи, о-ва Бугенвиль и других Соломоновых островов, а также некоторых островов Фиджи, Тонга и др. Они обнаруживаются по характерному каскаду террас и по ступенчатому профилю, долго сохраняющемуся в карбонатных породах.

Водорослевые биостромы и биогермы залива Шарк (Западная Австралия) детально изученные в 1970 и 1974 гг. Б. Логаном, Г. Девисом и др., покрывают приливную зону и прилегающие к ней осушающиеся участки крепким панцирем толщиной в несколько метров и шириной до нескольких километров. Большое развитие водорослевых образований объясняется отсутствием конкуренции иной биоты, неспособной жить в водах повышенной солености. Водорослевый панцирь состоит из колонн (до 2 м и более) и удлиненных ма-

тов, в которых различается до семи типов текстур и форм водорослевых тел. Слоистость чаще всего четкая, тонкая, неправильно волнистая, отвечающая росту бугорков и колонн, выпуклых и расширяющихся кверху; она идентична текстуре протерозойских и фанерозойских строматолитов. Сходна и форма биогермов; последние удлинены в перпендикулярном к берегу направлении и разделяются каналами стока приливной воды. Водорослевые биостромы парагенетически связаны с приливными, прибойными, волновыми, эоловыми и эвапоритовыми лагунными отложениями, а также с интенсивно развивающимся в карбонатных осадках надводным и подводным элювием. Диагностическими их признаками являются колоннообразная форма, неправильно-волнистая слоистость, в которой гребни «волн» более широкие, а впадины узкие, клиновидные, в целом выпуклые кверху тонкое наслоение, микритовая структура с беспорядочной ориентировкой кристалликов, отчего под микроскопом этот агрегат выглядит темным, как бы не кристаллическим. От чисто химического он отличается наличием овальных часто изогнутых гнезд — глазков с прозрачным гранобластовым кальцитом, очевидно заполнивших в син- или диагенетическую стадию пространство, первоначально занятое слоевищами водорослей. Распространены от раннего протерозоя до современности. Часто являются формациеобразующими.

Ископаемые биогенные постройки благодаря бурению на нефть изучены более детально — по форме, составу и строению. Наиболее разработанными классификациями биопостроек являются советская, предложенная в 1975 г. И. К. Королюком и М. В. Михайловым и американская, предложенная Дж. Уилсоном в 1980 г. В последней детально разработана схема типовой фациальной зональности карбонатных бассейнов с биопостройками, выделены девять стандартных фациальных поясов или зон [37, с. 38—45, с. 363—380 и др.], группирующихся в три более крупные зоны. Две из них — мелководная внутренняя (ундатема, или шельф) и глубоководная внешняя (фондотема, или бассейн) — отвечают низкой гидродинамической активности. Третья, разделяющая их зона — мелководная (клинотема, или окраина шельфа) — соответствует наивысшей энергетической зоне моря, и к ней приурочено наиболее интенсивное биогермообразование.

Хотя биогермообразование начинается у берегов, но неизбежно вскоре все больше отодвигается от них, особенно при нисходящих тектонических движениях или при эвстатическом поднятии уровня моря, поскольку рост построек совершается быстро, и он усиливает контрастность рельефа дна. Поэтому, несмотря на опускания дна, смена фаций, как правило, не трансгрессивная, а регрессивная. Дж. Уилсон [37] дал наиболее полную сводку биогенных построек Земли, начиная с протерозоя, проследил смену рифообразователей и типов построек, все более усложняющихся и увеличивающихся в размерах к нашему времени. Большое внимание уделено малоизвестным типам построек — илистым куполам, которые формируются в спокойных водах и являются первичной формой биогенного рельефного осадконакопления, с которого чаще всего начиналось биогермообразование в кембрии. Ил улавливался водорослями, губ-

ками, археоциатами и, возможно, другими организмами, к которым в ордовике присоединились новые формы — криноидеи, мшанки, кораллы и т. д. По достижении куполами волновой зоны биогермообразователи сменялись довольно резко. На смену, улавливающим ил развивались каркасообразующие, способные противостоять волнению и более сильным течениям и, следовательно, способные создавать риф. Они появились в среднем ордовике — это были кишечнополостные (строматопоры, массивные кораллы, обрастающие мшанки и др.). В силуре Северной Америки описаны настоящие экологические рифы, в том числе и барьерные (штаты Иллинойс, Мичиган). Аналогичные рифы описаны в Европе [37, с. 131—134]. Девонские и каменноугольные рифы распространены шире, в частности на территории СССР. Автором изучались в Австралии девонские. В 200 км к западу от Канберры хорошо обнажены как собственно биогермные массивные известняки мощностью свыше 200 м, так и примыкающие к ним наклонные слои — продукты разрушения рифа (предрифовые накопления) и зарифовые отложения. Хорошо известны пермские барьерные рифы Предуралья, Альп и Техаса [37, рис. VIII — 5, 6, 7], отделяющие мелководные платформенные шельфовые моря или лагуны от глубоководных бассейнов.

Биогенные постройки не только показатели малых глубин, теплых вод, отсутствия мутности, активной гидродинамики (за исключением иловых куполов), но и активного тектонического режима и палеотектонического плана. С их помощью сравнительно легко расшифровываются генетические типы парагенетически связанных с ними отложений и формационные типы. Собственно биогермы образуют три типа рифовых формаций: береговые, шельфовые (или барьерных рифов) и атолловые. Первые образуются при восходящих тектонических движениях, вторые два — при нисходящих, а также при эвстатических поднятиях уровня Мирового океана. С ними связаны месторождения нефти, газа и воды. В настоящее время из рифовых коллекторов добывается до 30 % нефти и газа.

Банки ракушняковые, или органогенные — мелкие и крупные линзы раковин, створок или других скелетных остатков одиночных животных на месте их поселений. В основном это моллюсковые, чаще всего устричные, обычные гастроподовые, брахиоподовые и некоторые другие поселения. Биоценоз определяется одной доминантной формой, с которой жизненно связано несколько других — из-за твердого субстрата, пищевых взаимоотношений и т. д. Гидродинамика от умеренной до активной; обычна приуроченность к участкам с донными течениями. Глубины малые, нередко поселения в отливной зоне (современные устричники, мидиевые банки). Известны поселения и на глубинах в сотни метров, но они все же редки и специфичны. Температура воды контролирует общую массу ракушняковых банок, их разнообразие и видовой состав, однако не препятствует образованию банок в северных морях. Топографически поселения выделяются плоскими возвышениями дна, но нередко банки на одном уровне с дном, сложенным другими осадками; от них отличаются твердым субстратом.

Современные устричные и мидиевые банки по берегам Австралии и Новой Гвинеи широко распространены в межприливной и подприливной зонах. Устрицы размером в 4—8 см плотно заполняют субстрат, деформируя друг друга, образуя 1—2 или больше слоев площадью до десятков квадратных километров. Мощность устричников достигала полуметра. Значительная мутность угнетает устричники, хотя начальный субстрат довольно илистый. Мидиевые банки сменяют устричные фациально. Раковинки часто трубчочковидные из-за тесного расположения, длиной до 7—10 см. Устричники различаются характером грунта. Одни развиваются на скалистом, другие на мягком песчаном или даже илистом грунте. В первом случае устрицы располагаются наклонно или горизонтально, во втором — вертикально, макушками вниз. Высота раковин меняется от нескольких сантиметров до 30—32 см. Очертания устричников в плане всегда удлиненные, чаще всего вдоль берега. Площади от десятков до сотен квадратных километров (поля устричников). Ширина отдельных устричных банок от первых метров до километров, длина до многих километров. Расстояние от берега достигает первых десятков километров, глубины — от 0 до десятков метров, хотя некоторые устрицы встречаются на глубинах в сотни метров. Контроль солености и температуры более жесткий по отношению к личинкам, чем к взрослым особям. В целом устрицы не переносят повышенную соленость и способны развиваться при сильно пониженной (до 1%). Температурный контроль еще менее жесткий, но все же в холодных водах развитие сильно замедляется. С теплыми течениями устрицы расселяются за Полярным кругом: известны поселения у юго-восточного побережья Гренландии. Устрицы типа грифей выдерживают температуры от -5 до $+35$ °С. Но все же чаще встречаются устрицы тропические и субтропические.

Устричники палеогенового залива Ферганы многочисленны и достигают мощности 3 м. Многие устричники — банки перемыты и образуют накопления других типов — доннофлювиальные отложения и горизонты конденсации. Устричные банки, на которых формировались ракушняки мощностью свыше 10 м, — постоянный элемент разреза фосфоритоносных отложений мела и палеогена Северной Африки и Восточного Присредиземноморья, где они приурочены к проливам и другим участкам мелкого моря с сильными течениями, что подтверждается их ассоциацией с известняковыми конгломератобрекчиями и желваковыми фосфоритами — физическим элювием (каменистые развалы и горизонты конденсации, или перлювий подводный) и отложениями донных течений. Маломощные, в десятки сантиметров, банки экзогир, грифей, аллектрионий и других острейд известны из верхних слоев маастрихта Крыма (реки Альма, Бодрак, Кача и др.). Здесь, однако, часто они несколько перемыты и сконденсированы.

В палеозое пелециподовые банки редки. Лишь крупные и массивные *Megalodon* и иногда *Euridesma* (пермь Австралии) образуют скопления типа банок. Брахиоподовые банки широко распространены. В карбоне это продуктусовые банки, образованные *Productus giganticus* и *P. stritus*. Первые располагаются массивной створ-

кой на дне и удерживаются собственным весом, на них поселяются следующие, которые у стриагид прирастают друг к другу, как устрицы. В девоне банки образуют строфеодонты, иногда стрингоцефалы, пентамеры; последние создают банки и в силуре. В ордовике ракушняковые банки не получили развития. Лишь фосфатные створки безаммочных брахиопод обилием образуют в низах ордовика Прибалтики скопления, отдаленно напоминающие банки, но большей частью являющиеся горизонтами конденсации. Таким образом, типичные ракушняковые или створковые (брахиоподовые) банки как генетический тип отложений появляются лишь с силура, и с тех пор они прогрессивно эволюционируют, играя все большую роль в формировании карбонатных формаций и осадочного чехла в целом.

Планктоногенная подгруппа представлена тремя генетическими типами: 1) лагунными, 2) западно-шельфовыми и 3) пелагическими отложениями, которые ранее автором выделялись как подтипы. Однако отличия в парагенезах и собственных признаках, указывающих на различные геологические результаты одной и той же или весьма сходной динамической формы аккумуляции, позволяют рассматривать их в ранге самостоятельных типов.

Лагунные отложения широко распространены как в антропогене, так и в древних формациях [26, т. I, с. 370—378]. Современные лагуны, накапливающие обогащенный планктоногенным органическим веществом ил, располагаются в различных климатических зонах и имеют соленость от самой низкой (например, Куриш-Гаф) до высокой (Кара-Богаз-Гол, Шарк-Бей и др.). Органическое вещество их в основном фитогенное, но со значительным участием зоопланктона и нектона — микроскопических низших, жаброногих рачков — *Artemia salina* и др., а также рыб. Однако количество органического вещества в них редко превышает 10 %, что не позволяет относить эти илы к органогенным накоплениям. Все же резкая специфичность отложений, в которых и все сингенетические процессы определяются не минеральным, а органическим веществом, позволяет, в некоторой мере условно, считать наиболее богатые их слои биогенными. В лагунах коралловых островов и барьерных рифов нередко идет накопление смешанных карбонатно-органических осадков, в которых заметно явное преобладание планктоногенного вещества. В лагуне Те-Куронг (Южная Австралия) накапливаются более обогащенные органическим веществом илы, получившие специальное название куронгиты со значительным содержанием жировых веществ, накапливаемых бурой водоросью *Botryococcus brauni*.

Ископаемые горючие сланцы лагунного генезиса известны широко, хотя и в них органического вещества, как правило, не более 10—20 %. К ним относятся диктионемовые сланцы раннего ордовика Прибалтики, формировавшиеся в забаровых лагунах из планктонных водорослей, граптолитов (*Dictionema* и др.) и глинистого вещества. Сланцы шоколадного цвета, тонкослоисты, залегают линзами до 9 м мощности (с. Копорье в Ленинградской области), на юг, в сторону моря фациально замещаются частью баровых и дюнных кварцевых песков с обоидами (пакерортский горизонт). В более аридных условиях накапливались киммериджские горючие сланцы

Северного Кавказа, изученные И. Г. Кузнецовым. В депрессиях рифового рельефа формировались абдуллинские горючие сланцы ранней перми Уфимского плато. Сходные горючие сланцы многочисленны в майкопской свите и в позднем эоцене Кавказа, Предкавказья, Закавказья, Закаспия, а также в ордовикских и силурийских нефтеносных карбонатных толщах Северной Америки [26. т. I, с. 377—378; 37 и др.]. Все они или только некоторые являются лагунными планктоногенными отложениями.

Западинно-шельфовые, или неритовые отложения накапливаются в западинах и других понижениях сравнительно мелководной зоны моря и поэтому выделяются своим шельфовым парагенезом, участием довольно крупнозернистой («высокоэнергетичной») терригенной и раковинно-детритовой примеси. По составу это карбонатные фораминиферовые и кокколитовые, кремневые диатомовые и органические «горючесланцевые» отложения, сильно разбавленные терригенным материалом. Преобладание диатомей в современных шельфовых осадках установлено А. П. Лисицыным в 1974 г. лишь на шельфах Антарктиды (зал. Олаф-Прюдс) и Охотского моря. В не столь геократические эпохи, например в позднем мелу и раннем палеогене, на шельфе накапливались более чистые диатомовые и радиоляриевые отложения (некоторые диатомиты и радиоляриты Русской плиты), а также мел и мергели.

Пелагические отложения распространены наиболее широко, особенно в мезо-кайнозойских формациях морей и океанов. Поэтому они хорошо изучены А. П. Лисицыным в 1974, 1977, 1978 гг.; П. Л. Безруковым в 1979 г., Ю. А. Богдановым в 1980 г., Е. М. Емельяновым в 1975, 1979 гг., К. М. Шимкусом в 1972, 1981 гг., Э. С. Тримонисом в 1972, 1973 гг., Г. Н. Ельциной в 1979 г., И. О. Мурдмаа в 1979 г., С. И. Шуменко в 1971 г., В. Н. Свальновым в 1975 г., М. А. Левитаном в 1975 г. и освещены в курсах по морской геологии М. В. Кленовой в 1948 г., О. К. Леонтьева в 1955, 1963, 1965, 1968 гг., Ф. П. Шепарда в 1951, 1969, 1976 гг., Н. В. Логвиненко в 1980 г. и др. Автором они изучались в 1976 г. в Средней Атлантике.

Современные планктоногенные отложения пелагиали представлены карбонатными и кремневыми осадками, а именно фораминиферовыми илами и песками, нанопланктонными, или кокколитовыми (иногда их называют меловыми), диатомовыми и радиоляриевыми илами. Их размещение контролируется климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностью.

Фораминиферовые илы с более чем 50 %-ным содержанием извести в Тихом океане занимают площадь 28,18 %, а в Индийском и Атлантическом еще больше. Из двух основных породообразователей — глобигерин и глобороталий — в умеренных и отчасти холодных водах преобладают первые, а в теплых — вторые. В целом же фораминиферовые осадки тяготеют к экваториальным и тропическим водам и только в Атлантическом океане доходят до 50° с. ш. В Тихом океане, наоборот, карбонатонакопление смещено на юг (до 40—50° ю. ш.), а на севере редко бывает за пределами 20° с. ш. Крупные размеры раковин (0,01—1,0 мм) объясняют близкое совпадение площадей фораминифер в воде и осадках и дают возможность на-

капливаться на вершинах гор и поднятий. При медленной седиментации, особенно на глубинах, близких к критическим, илы не цельнораковинные, а тонкие детритовые, что связано с распадением раковин на мельчайшие фрагменты вследствие подводного элювиального процесса, а также при «филтрации» через планктонофагов. При частичном элювировании возникают разнозернистые осадки, которые ошибочно можно принять за динамически обусловленные, например за турбидиты. Среда в осадке окислительная. Сильная водонасыщенность объясняет низкий объемный вес (1,0—1,5 г/см³). Обычно примесь птеропод, зерен глауконита — выполнений камер фораминифер. Слоистость горизонтальная неясная. Мощности сильно изменяются по зонам — от долей метра при скорости накопления менее 1 мм за 1000 лет, или менее 1Б (бубнова), что характерно для аридных зон, до 10—100Б — в тропической гумидной зоне.

Кокколитофоридовые, или просто кокколитоиды, отложения мелоподобны, состоят из мельчайших (часто менее 1 микрона) кокколитов — фрагментов коккосфер, весьма стойких к растворению на дне океанов, где они нередко встречаются ниже критической глубины. Широко распространены в позднем мелу и кайнозое (формация писчего мела), а среди современных осадков они занимают небольшие площади, в основном приурочены к аридным зонам. Еще меньше распространены птероподовые отложения, тяготеющие к поднятиям дна тропической зоны океанов и Средиземного и Красного морей.

Диатомовые отложения — диатомовые илы и диатомиты, а также аподиатомитовые трепела и опоки — гранулометрические пелиты и алевролиты. Характерна обогащенность верхней части осадков гидроокислами марганца, свидетельствующая о медленной седиментации и заметной элювированности. В океанах они образуют три широтных пояса, два из которых приурочены к холодным водам, а один — к экваториальным (этмодискусовые илы); располагаются они в основном на сверхкритических глубинах.

Радиоляриевые отложения в древних формациях образуют пласты до нескольких метров мощности (Урал, Кавказ, Сихотэ-Алинь). Геосинклинальные радиоляриты отличны от современных океанских радиоляриевых илов, ассоциируются с турбидитами, что указывает на присклоновую обстановку накопления и на котловинные бассейны. Их развитие связано с подъемом глубинных вод. В платформенных разрезах мощность радиоляритов измеряется сантиметрами и дециметрами (верхняя юра Подмосковья и др.).

К планктоногенным пелагическим отложениям относятся также горючие сланцы доманикового типа, возможно, сапропелевые горизонты в Средиземном море (плейстоцен) и др. Доманиковый тип горючих сланцев — отложение застойных впадин вдали от берега. Слоистость тонкая горизонтальная, состав минеральной части глинистый, кремневый, карбонатный. Органическое вещество битумного ряда образовалось за счет планктона, может быть, с участием донных водорослей. Обилие тентакулитов и птеропод (стилиолины) позволило Н. М. Страхову сделать вывод и о большой продуктивности фитопланктона, без которого невозможно представить пышное развитие зоопланктона и нектона (гониятиты, наутилоидеи и др.).

Общий с вмещающими породами биоценоз и отсутствие своего особого биоценоза — дополнительный аргумент в пользу планктонного генезиса. Необходимое большое количество питательных веществ — нитратов, фосфатов, а также, вероятно, и кремнезема — не могло поступать с суши (она была весьма удалена). С. В. Максимовой в 1970 г. установлено существенное участие эндогенного питания, по крайней мере, кремнеземом, с которым, вероятно, выносились и другие элементы. Н. М. Страхов к тому же планктоногенному типу относит не только среднефранские доманиковые сланцы восточной части Русской плиты и западного склона Урала (здесь они имеются также в живете и фамене), но и посидониевые сланцы нижней юры ГДР, хадумские (нижнеолигоценые) и среднесарматские сланцы Кавказа, юрзюанские сланцы Уфимского плато, многие граптолитовые сланцы. Очевидно, сюда же следует отнести и кумскую свиту среднего олигоцена Северного Кавказа битуминозно-глинисто-известкового состава, обогащенную остатками рыб, обладающую тончайшей слоистостью.

ВЫВОДЫ

Хемогенно-биогенные отложения, или хемобиолиты, — особый класс, или генетический ряд, образований, принципиально отличающийся от других рядов геологическим типом процесса формирования, сущность которого — экзогенная мобилизация и химические, и биологические способы накопления первичных продуктов.

Хемобиолиты имеют первостепенное генетическое, палеогеографическое и историко-геологическое значение, так как они наиболее полно и прямо отражают физико-химические условия поверхности Земли, их эволюцию и развитие жизни и планеты в целом, а также региональные и локальные условия и специфические этапы развития и служат генетическими и палеогеографическими индикаторами.

По типу геологического процесса хемобиолиты довольно четко разделяются на две группы (или самостоятельные ряды) — хемогенные (хемолиты) и биогенные (биолиты) отложения, которые в известном смысле антагонистичны (связаны отношениями дополнительности). Однако переходы и наличие смешанных образований, обязанных единому химико-биологическому процессу (осаждение карбонатов водорослями) позволяет рассматривать их в составе единого ряда. Каждая группа подразделяется на две подгруппы: активноводные и тиховодные — в хемогенной и бентосные и планктоногенные отложения — в биогенной. В хемогенной группе выделено четыре типа, а в биогенной — семь. Многие отложения динамически тождественны типам механогенного ряда, что отражает большую универсальность динамических форм аккумуляции и служит причиной конвергенции ряда признаков и типов.

Хемолиты распознаются большей частью уверенно по составу, а также отчасти по строению и формам накоплений. Поэтому они часто служат генетическими реперами, помогающими определять генезис смежных с ними отложений и палеогеографические параметры. Признаков отличия экзогенных хемолитов от гидротермных

пока выявлено недостаточно. Биолиты более уверенно определяются по специфичности аккумулятивных форм (биогермы, биостромы, банки ракушняковые, мангровые накопления), строению и составу, поэтому они более надежные генетические и палеогеографические индикаторы и реперы. Тонкозернистые планктоногенные и хемогенные отложения иногда можно спутать с механогенными.

Практическое значение хемобиолитов исключительно велико. Почти все они — то или иное полезное ископаемое. Кроме того, они как коллектора вмещают нефть, газ, воду. К ним приурочиваются многие ценные руды свинца, цинка, меди, бокситы и т. д. В целом по экономическому значению хемобиолиты превосходят все другие полезные ископаемые, вместе взятые, что также не позволяет их «растворить» среди механогенных, чисто динамических типов накоплений, а следует рассматривать отдельно.

МЕХАНОГЕННЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД

Генетический ряд механогенных отложений — механолиты, охватывает чисто динамические формы накопления, материал которых в основном терригенный, но также мобилизованный абразией берегов, и эдафогенный, т. е. «рожденный дном» моря и океана. Это накопления не новообразованных, а реликтовых компонентов при механическом переотложении всех пород и осадков.

Механогенные отложения на Земле, покрытой воздушной и водной оболочкой, являются практически повсеместными и, если учитывать прямое действие силы тяжести, образовывались с самого начала ее истории, т. е. являются фоновыми. Это объясняет большое научное и практическое значение механолитов, которые образуют многие осадочные формации, являются документами динамических и других процессов и условий, или обстановок на поверхности Земли и эндогенных режимов и заключают многие месторождения полезных ископаемых — нефти, газа, воды, угля, россыпей, руд, стройматериалов и т. д.

По своему содержанию механолиты — наиболее обширный ряд, и он отвечает практически всей системе обычно выделяемых (например, по Е. В. Шанцеру, 1966 г.) генетических типов континентальных отложений. По различиям в динамической форме аккумуляции в составе ряда выделяются пять групп генетических типов: 1) подводно-коллювиальная, 2) волновая, 3) подводно-флювиальная, 4) тиховодная и 5) марино-гляциальная. В группах насчитывается от двух до восьми типов, а всего ряд объединяет 20 генетических типов отложений.

ПОДВОДНО-КОЛЛЮВИАЛЬНАЯ ГРУППА

Коллювиальные, или склоновые, отложения по движущим силам и динамике накопления во многом аналогичны наземному коллювию. Поэтому аналогичны и типы отложений. Это обвальные, осыпные, оползневые и, вероятно, солифлюкционные отложения, только подводные. Существенным отличием подводного коллювия от субаэраль-

ного является отсутствие аналога коллювия смывания — делювия, по крайней мере в его достаточно типичном виде. Несомненно и под водой происходит «плоскостной смыв», т. е. денудация склонов мелкими «ручейками», промоинами и каскадными течениями и накопление у подножий пояса рыхлых продуктов, который можно было бы трактовать как подводный коллювий смывания, или подводный делювий. Но остаются не совсем ясными его отличия от пояса отложений мутьевых потоков разной плотности и разной крупности материала, который также накапливается у подножий склонов, особенно достаточно крутых, и тем самым способствует выполаживанию рельефа. Поэтому многие аналоги делювиального смыва принимаются за те или иные разновидности турбидитов, например за потоки щебнистого или илокаменного материала, и пока не различаются в качестве самостоятельного типа. Другим отличием подводного коллювия является недостаточная четкость и оформленность солифлюкционных отложений — «отложений течения почвы», — составляющих характерную черту наземного осадконакопления, особенно во влажных тропиках и в зоне тундры. Течение «почвы» — оползание или оплывание водонасыщенного ила — установлено А. Д. Архангельским в 1927 г. и Н. М. Страховым в 1930, 1938 гг. в Черном море; оно происходит уже при уклоне морского дна в 1,5—2°. Склоновая группа подводных отложений состоит таким образом лишь из гравитационных накоплений, в которых по аналогам с наземным коллювием можно выделить две подгруппы: коллювий обрушения и коллювий сползания.

Коллювий обрушения, как и на суше, представляется двумя типами отложений — обвальными и осыпными накоплениями.

Подводно-обвальные накопления, или подводный дерупций, образуются при катастрофических обвалах неустойчивых крутых склонов, как возвышающихся над уровнем моря, так и подводных. Образование обвалов под водой сопровождается крутые высокие (в сотни метров) уступы, приуроченные к разломам земной коры, например, к бортам рифтовых долин, трансформным разломам, а также к склонам биогенных построек и вулканов. Обрушению способствует и сейсмичность района. В береговой зоне небольшие обвалы подготавливаются абразионной деятельностью прибоев, вырабатывающего волноприбойные ниши, особенно глубокие и протяженные в массивных известняках и лавах. Так, обвальные накопления вблизи юго-восточного мыса Австралии Липтрап на одном участке образованы глыбами (до 15—20 м) массивных известняков раннедевонского возраста, слагающих высокий (до 100 м и более) обрыв, подмываемый прибоем. Сортировка отсутствует. Из верхней части обвальных накоплений вымываются тонкие фракции, а углы и ребра глыб округляются. Нередко и весь материал обвалов, если они не были крупными, перемывается нацело и за его счет образуются крупновалунные или галечные прибойные отложения.

В основании нижнего байоса по р. Бодрак в Крыму залегает одноактно отложенная аргиллитово-глинистая брекчия, в которой долгое время не удавалось обнаружить никакой слоистости или иной анизотропии, пока в расчистке у дороги не стали видны в верх-

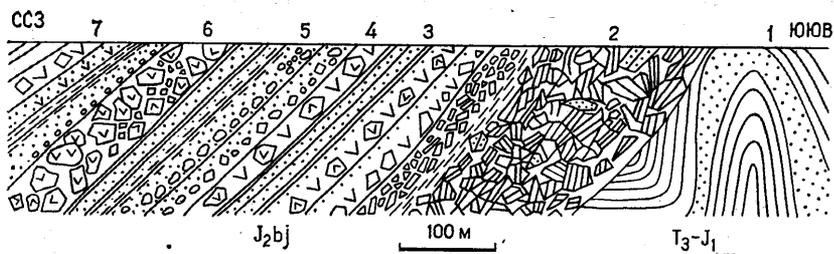


Рис. 10. Геологический разрез. Нижний байос, р. Бодрак, Крым (с Трудолюбовка)
 1 — таврическая серия, терригенный флиш; 2 — глиняная брекчия, обвалынные отложения; 3 — 5, 7 — туфы, лавобрекчии андезито-базальтов, вулканитовые турбидиты; 6 — лавокластиты

ней части толщи два слоистых пласта алевролитов с юрской морской фауной (0,8 и 0,6 м). Этим было установлено ее согласное с вышележащими эффузивно-осадочными толщами залегание (рис. 10) и мощность не менее 200 м. Состав брекчии отражает петрофонд таврической серии (верхний триас — нижняя юра) — песчано-глинистого флиша, в котором глины превращены в аргиллиты, и состав менее катагенезированной нижнеюрской фации флиша — размокающих глин с многочисленными олистолитами и линзами конгломератов, песчаников и известняков (мендерская, или эскиординская свита). Поскольку формации — «родоначальницы», служившие источником обломочного материала, преимущественно глинистые, сформировавшаяся из них брекчия также в основном глинистая и относительно не грубая, сложенная из обломков преимущественно не крупнее 1,0—1,5 м. Лишь в нижней половине толщи многочисленны крупные олистолиты — целые фрагменты толщ таврического флиша до 20—30 м. Многочисленные зеркала скольжения — обычная реакция неоднородной по крепости и пластичности фрагментированной толщи на последующие деформации (залегание крутое, 80°, падение на север).

Отсутствие границ раздела в такой мощной толще и однообразии состава вместе со структурными особенностями (отсутствие сортировки, окатанности и отмытости от мелкозема) не оставляют сомнения в одновременности ее отложения. Это мог быть только обвал, мгновенно мобилизовавший, переместивший и отложивший огромные массы фрагментированного материала местных триасово-юрских толщ. Катастрофичность этого явления и его сила указывают на глубинные, тектонические процессы, какими могли быть лишь крупные расколы земной коры и сопровождавшие их землетрясения. Возможно, значительная часть обломочного материала возникала синхронно в результате тектонического раздробления легко фрагментируемых до этого сильно дислоцированных песчано-глинистых толщ. По очевидным соотношениям в настоящее время устанавливается, что по разрыву опустился, а точнее провалился северный блок, на котором и отложилась эта мощная толща. С юга она была ограничена только что возникшим высоким эскарпом, существующим в запечатанном виде и сегодня. О глубинности разрыва бесспорно и красноречиво свидетельствует проявление непосредственно следую-

щего за обвалом андезито-базальтового вулканизма, материал которого, прежде чем излиться в виде лав, появился в составе перекрывающих брекчию грубых турбидитов как пирокластический переотложенный и собственно тефровый. Трудно найти в геологии более убедительный пример катастрофических обвалов под водой с прекрасно сохранившимся комплексом разнообразных признаков этого явления. Методическая ценность этого уникального объекта, достойной того, чтобы сделать его заповедным, в его доступности.

Диагностическими признаками подводных обвальных накоплений, как и надводных, являются большие массы, в сотни и более кубических метров, обломочного материала, его неслоистость, несортированность, неокатанность обломков, отсутствие границ раздела и другие свидетельства одновременности отложения всего объема брекчии, крупные, до десятков метров в диаметре, отторженцы и блоки, относительно однородный состав, отражающий местный источник материала. Небольшие обвалы совершаются чаще, но они обычно не отличаются от осыпных накоплений, нередко входят в последние как начальный их элемент. Сходные отложения образуются и грязекаменными потоками и оползнями,

Подводно-осыпные отложения, или отложения подводных дисперсий, в отличие от обвальных формируются, как правило, не катастрофично, а постепенно и почти постоянно, хотя и неравномерно во времени. Процесс накопления дисперсен и состоит из скатывания или скольжения отдельных глыб, иногда многих из них, а также смещений всей или большей массы тела осыпи как сыпучего материала в виде осовов. Хотя отдельные глыбы, особенно в начале денудации крутых склонов, перемещаются, как при обвале, и даже совершаются небольшие обвалы, в целом осыпной характер накопления от этого не меняется. В результате формируется тело, отличное от обвального. Оно варьирует в зависимости от петрографического состава склона и условий залегания пород. Наиболее типично выражены осыпи у скальных склонов. Хотя в осыпи могут быть глыбы почти любого размера, все же преобладает щебенка и мелкие и средние глыбы (до 1,0—1,5 м). Они неокатаны, но несут на поверхности шрамы. Углы иногда слабо закруглены. В каждом отдельно взятом объеме осыпи сортировки нет, но в целом в осыпи наблюдается довольно четкая градационная сортировка: крупные, тяжелые и изометричные глыбы скатываются дальше мелких. Поэтому состав осыпи тем грубее, чем дальше от ее начала. В осыпи таким образом имеет место противоположная потоковой гранулометрической сортировки, и к вершине осыпи размер щебенки уменьшается. В осыпи проявляется и слоистость, хотя слабо и неравномерно. Характерны первичные углы наклона, достигающие углов естественного откоса сыпучих масс (30—33° для песков и 45—60° для глыбово-щебенчатого материала), но по мере развития осыпи они выполаживаются. Осыпной шлейф, как и делювиальный на суше, формируется стадийно. Сначала образуются отдельные мелкие конуса в нижней части склона, затем они сливаются в более крупные и потом последние — в шлейф, протягивающийся вдоль склона. Петрографический состав относительно однородный, отражающий только состав пород

склона. Мелкоземный заполнитель, как правило, более поздний, начинающий заполнять поровое пространство непосредственно сразу после осыпания; его относительно мало.

Ископаемые подводные осыпи встречаются чаще обвальных, и они, естественно, более обычны в геосинклинальных разрезах, в формациях островных дуг и других структур с расчлененным рельефом. Они многочисленны в вулканогенно-осадочных и флишевых толщах Урала, Курильских и Командорских островов, Крыма, Кавказа, на склонах подводных банок к северу от Канарских островов. В разрезе Командорских островов подводные осыпные отложения встречаются во всех формациях. В средней части флишевой водораздельной свиты в составе конгломератовой толщи (200—250 м) они составляют не менее 25 % ее объема. Это довольно сгруженные конгломерато-брекчии и брекчии мощностью единичных пластов до 20—30 м, отличающиеся изотропностью, т. е. отсутствием слоистости и градационности или слабым их проявлением. Редкие пачки, разделяющие осыпные отложения, — слоистые турбидиты с диатомитовыми верхними элементами — указывают на глубоководные условия отложения осыпей.

Коллювий сползания под водой представлен оползневыми и солифлюкционными, или криповыми, отложениями.

Подводно-оползневые отложения, или подводный деляпсий, являются довольно обычными отложениями в морях и океанах, в которых имеют мощность от нескольких до сотен метров (рис. 11, 12). Более мелкие должны, вероятно, относиться к солифлюкционным, или криповым. Оползневые отложения практически обязательны во флише и нередки в других формациях. Их горизонты получили название олистостромов, т. е. «слоев (или пластов), рожденных оползнем», а отдельные глыбы и блоки — олистолифов.

Процесс оползания под водой хотя и весьма сходен с таковым на суше, однако имеет ряд особенностей. Прежде всего это постоянная влажность отложений, что, с одной стороны, должно облегчать и ускорять сползание масс осадков и блоков коренных пород, но, с другой, отсутствие чередования высыхания и увлажнения (что на суше ускоряет отрыв масс от коренных массивов), вероятно, оказывает замедляющее действие. Поэтому так часто встречаются в субаквальных отложениях небольшие горизонты оползания — свидетельство частого оплывания верхних сильно обводненных осадков, что скорее должно представлять солифлюкцию, чем оползни. Сползание же крупных масс осадков или коренных пород происходит на достаточно крутых и высоких склонах. Оно совершается по трещинам, отрыва или по благоприятно наклоненным слоям, способным к разжижению (тиксотропии) и провоцируются как возрастающими при осадконакоплении собственной нагрузкой и неустойчивостью склона, так и чаще всего внешними причинами, среди которых резко преобладают землетрясения. Эти механические воздействия благодаря высокой тиксотропности постоянно переувлажненных грунтов и прослоев очень легко приводят их к разжижению и превращению в базис оползания. Под водой, вероятно, происходят все виды оползней, которые установлены на суше [42]: соскальзывающие, или деляпсив-

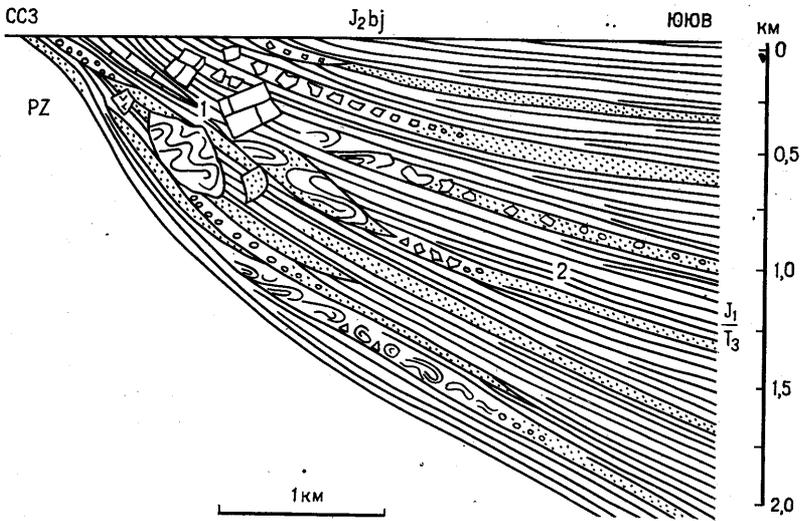


Рис. 11. Олистостромы и олистолиты у северного борта флишевого прогиба позднего триаса и ранней юры (Крым, р. Бодрак)
 Фашии: 1 — дикого флиша, 2 — нормального тонкоциклитового флиша

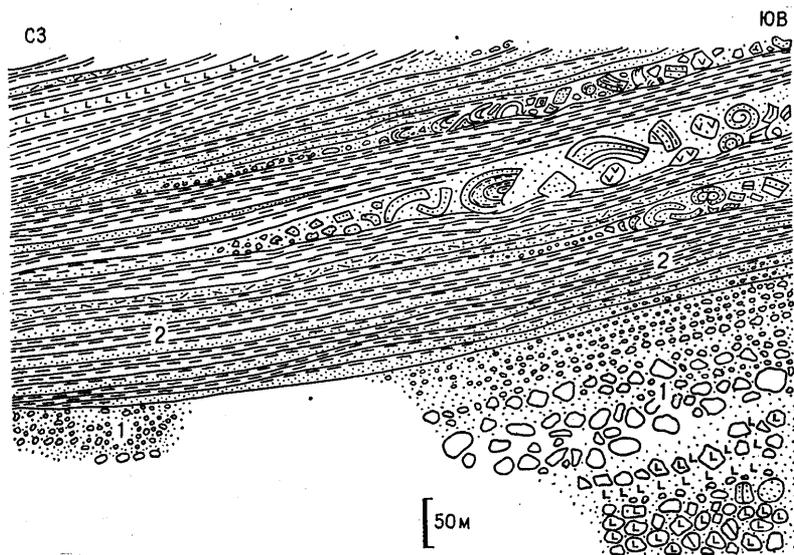


Рис. 12. Олистостромы в кремне-терригенном флише (малокурильская свита) кампана (2) и подводный коллювий кампана (1 — хромовская свита). Малая Курильская гряда, о-в Шикотан, бухта Цунами

ные, выталкивающие, или детрузивные — оба представляют блоковые оползни, — и оползни глетчерного типа, или оползни-потоки, которые скорее следует отнести к флювиальной группе. Многие оползни начинаются на суше, только аккумуляция происходит под водой — как в форме нагромождений блоков литифицированных пород или пластично деформированных полулитифицированных толщ осадков, так и неправильно холмистых языков более дезинтегрированного и рыхлого материала. В них также обычны складчатые деформации.

Оползневые горизонты (до 80 м мощностью и более — см. рис. 12), или олистостромы, во флише малокурильской свиты (маастрихт) о-ва Шикотан и о-ва Танфильева (Малая Курильская гряда) состоят из хаотически нагроможденных фрагментов в основном той же толщи — малокурильского граувакково-вулканитового кремневого флиша, из галек, глыб и блоков подстилающей грубообломочной такотанской (или хромовской) свиты (кампан) и единичных экзотических глыб кристаллических пород габброидов, диоритов, гранитоидов и кварцитов — возможно из не вскрытого фундамента. Размер олистолитов — массивных песчаников, нередко все же пластично изогнутых, достигает 20 м (пос. Малокурильск, бухта Цунами). Внутри горизонта отдельные изогнутые и образующие складки песчаные прослои несут зеркала скольжения, что указывает на их достаточно литифицированное состояние при оползании. Толща кажется изотропной: в ней трудно определить положение поверхности напластования. Олистолиты часто конформны по отношению друг к другу, и местами заполнителя мало. Олистостром в бухте Цунами имеет мощность 40 м, состоит из смятых в лежачие и ныряющие складки слоистых олистолитов — фрагментов той же малокурильской свиты, и обнаруживает ясную направленность движения на запад-северо-запад: в этом направлении уменьшается его мощность и обращена изогнутость большинства складок.

Сходны олистостромы флишевых и шлировых формаций других островных дуг, Урала, Кавказа, Крыма (см. рис. 11), Австралии, где они изучались автором. В целом подводные оползни, как и другие типы коллювия, являются палеогеографическим документом, указывающим на близость склона, его относительную высоту и крутизну, тектонический режим, землетрясения, и позволяют определять по направлению оползания расположение источника материала и поднятия, которое может быть и сушей.

Подводно-солифлюкционные отложения, или подводный дефлюксий [42], связаны постепенным переходом с оползевыми накоплениями, от которых отличаются отсутствием четко выраженного базиса смещения и меньшими размерами. Они являются результатом всех видов течения грунта: медленного ламинарного перемещения вязкотекучего осадка по типу вязкого течения густой жидкости; быстрые оплывины разжиженного (или первично весьма жидкого, киселеобразного) осадка; медленные перемещения каменных рек, или кумулов, имеющих место также и под водой, и др. Вероятно, к солифлюкционным следует относить мелкие, в десятки сантиметров и, возможно, в первые метры, прослои складчатых отложений — ре-

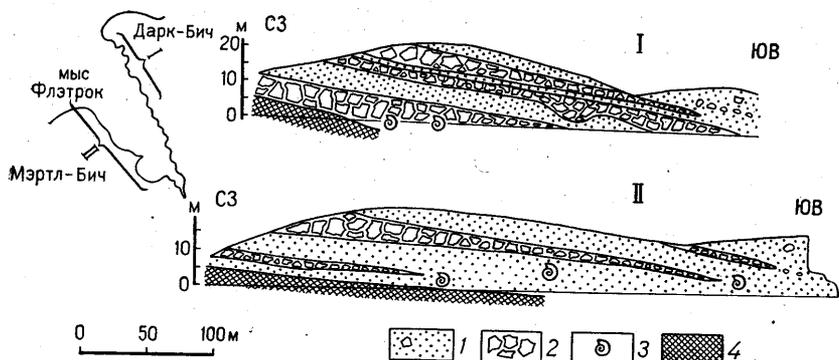


Рис. 13. Криосолифлюкционные мелководно-морские моноседиментитовые песчаниково-силици-
товые брекчии в основании артинских отложений южного борта Сиднейского бассейна.
По В. А. Гостину (1970 г.)

1 — песчаники с валунами и глыбами; 2 — брекчия; 3 — морская фауна; 4 — доартинский фундамент

зультат оплывания и мелкого сползания сильно разжиженного осадка, а также местные раздувы отдельных слоев, встречающиеся в отложениях различных формаций, но особенно часто во флише.

Солифлюкционные отложения иного вида — четыре пласта (1—4 м) монокристаллических глыбовых и щебенчатых брекчий (рис. 13, 14), залегающие с небольшими (0,5—5 м) интервалами в неправильно циклических прибрежно-морских и подводно-ледниковых отложениях артинского яруса перми южного склона Сиднейского бассейна в районе курортного городка Алладалла (200 км к югу от Сиднея). Пласты отчетливо клиновидны, и на протяжении нескольких сотен метров некоторые из них выклиниваются в сторону моря, другие сильно уменьшаются в мощности, т. е. также имеют четкую тенденцию к выклиниванию. Они сложены неокатанными, нередко остроугольными глыбами до 1,7 м в диаметре и щебенкой исключительно одного состава — чаще всего фрагментами тонкоциклитового песчано-кремневого флиша ордовика, коренные выходы которого можно видеть и сейчас в нескольких километрах от обнажения.

Нетранспортабельность многих глыб, то полуразвалившихся или разьединенных лишь частично, рыхлость других, которые также могли перенести транспортировку только в мерзлом состоянии и недалеко, вместе с монокристаллическим составом и другими особенностями указывают на перенос в мерзлом, точнее в полуоттаявшем состоянии в составе единого тела. Передвижение было медленным, напоминавшим течение вязкой жидкости. Только такое ламинарное течение избавляло от сильного перемешивания материала. Его мобилизация была, вероятно, на суше. Физическая кора выветривания — каменный развал — питал каменные реки, сцементированные льдом. При оттаивании весь материал стекал вниз по склону в море и откладывался на прибрежно-морских осадках с морской фауной. Весь парагенез вмещающих отложений чисто морской. Существенно также то, что как верхняя, так и нижняя граница слоя ровные, без эрозионных врезов, что указывает на взвешивающий эффект льда и

воды и на пластическое перемещение — криосолифлюкцию. Возможно, ложе, по которому шло перемещение, особенно на суше и вблизи берега, также было мерзлым. Впрочем, наиболее мощный пласт (4 м) несколько врезан в подстилающие брекчии и пески. Таким образом описанные брекчии довольно уверенно можно отнести к морским криосолифлюкционным отложениям. В парагенезе с морскими моренами, айсберговыми и припайными отложениями они находят свое второе, фациальное место.

Поскольку термины «солифлюкция» («течение почвы») и «подводно-солифлюкционные отложения» несколько условны, хотя и вполне допустимы по отношению к подводному процессу, можно использовать английский термин более широкого значения «крип»

(от сгеер — сползание), предложенный В. М. Дэвисом (1899 г.) и переведенный Е. В. Шанцером [42, с. 127] как «оседание». Однако подводное течение грунта лишь частный случай крипа и производные от него «крипные отложения», «подводнокрипные отложения» не очень хороши. Более удачен другой термин Е. В. Шанцера [42, с. 55] «дефлюксий» (от *defluere* — стекать) вместо «солифлюксия», поскольку он унифицирует все склоновые отложения, начинающиеся с буквы «d» и производные от него «дефлюксионные отложения», «подводно-дефлюксионные отложения» вполне допустимы.

ВОЛНОВАЯ ГРУППА

Волновые отложения, формирующиеся под влиянием колебательных движений воды, представлены собственно волновыми и прибойными накоплениями. Они рассматриваются вслед за коллювиальными потому, что наиболее приближены к берегу, на котором мобилизуется новый осадочный материал и перерабатываются коллювиальный и иной терригенный, а также и биогенный. Волнение не только само является особым геологическим процессом формирования специфических по формам аккумуляции отложений, но и генерирует

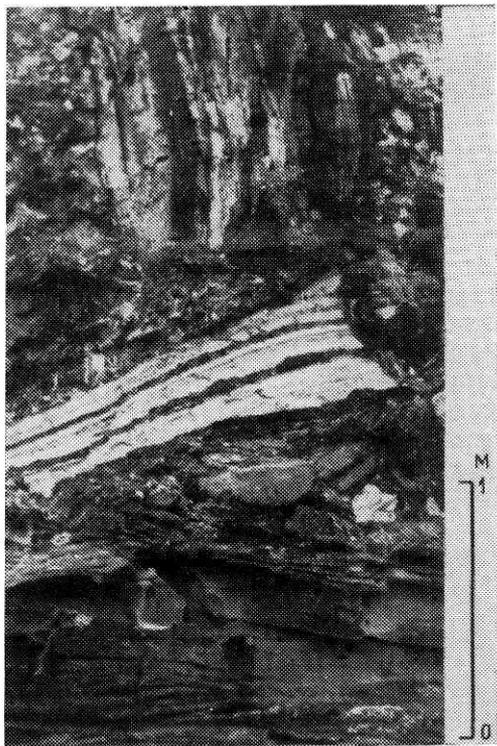


Рис. 14. Криосолифлюкционная брекчия и прибойные песчаники, показанные на рис. 13

некоторые течения, в свою очередь лежащие в основе формирования иных типов аккумуляции, а именно вдольбереговой и прибойные потоки. Последний соединяет в себе колебательные (возвратно-поступательные) движения с поступательным, направленным перпендикулярно к берегу и перемещающим в этом направлении песчаный или галечный материал из более глубоких зон, главным образом из зоны волнолома.

Прибойные отложения формируются волновым прибойным потоком, в свою очередь являющимся результатом разложения волновой энергии в зоне торможения волн на мелководье по правилу параллелограмма на вдольбереговую и перпендикулярную берегу, прибойную составляющие. «Движение воды, возникающее в результате разрушения волн между зоной последнего разрушения и вершиной заплеска, называется прибойным потоком» [16, с. 32]. В зависимости от силы прибоя, уклона берега и гранулометрического состава береговых осадков формируются характерные песчаные или галечные прибойные, или береговые валы, последовательное приключение которых друг к другу составляет пляж. Положительный расход материала осадков на пологих склонах, т. е. вынос осадков, особенно более крупнозернистых, из глубоких зон и главным образом из зоны разрушения волн на более мелкие места и далее на пляж, объясняется тем, что набегающая волна, или прямой прибойный поток (то же — накат) имеет большую энергию и скорость, чем обратный поток, или отток, поскольку при последнем часть энергии тратится на трение, фильтрацию и др. Вырабатывающийся профиль равновесия склона одновременно включает один-три и более прибойных валов, из которых крайний к берегу располагается выше уровня моря. Нередко эта часть пляжа более сложная и состоит из ряда одновременно формирующихся валов, из которых наиболее высок (до 10 м и более) и наиболее удален от уреза воды штормовой вал. Обычно слагается галечниками и валунниками (океанские побережья Курильских и Командорских островов). Даже на Байкале штормовые валы имеют высоту 5—6 м.

В. П. Зенкович [11 и др.], разработавший большинство вопросов поперечного перемещения наносов у берега, создал теорию и установил закономерности формирования подводных валов, баров и береговых валов, кос и других аккумулятивных форм разных количеств, высоты и гранулометрического состава. Он показал универсальность и планетарный характер аккумулятивных подводных валов, баров и береговых валов. Это свидетельствует о большом геологическом значении данной формы аккумуляции, что вместе с динамической специфичностью прибойного потока, лежащего в ее основе, не оставляет сомнения в том, что мы имеем дело с четко очерченным самостоятельным генетическим типом отложений (рис. 15).

Известны побережья (южный берег Балтийского моря, Каспий), где в зоне шириной до 700 м, и глубиной до 9 м насчитывается до шести прибойных валов. Ширина валов меняется от метров до сотен метров и первых километров. В последнем случае вал чаще всего надводный и представляет собой более сложное образование длительного развития, например, 90-мильный двойной бар у г. Лейк-

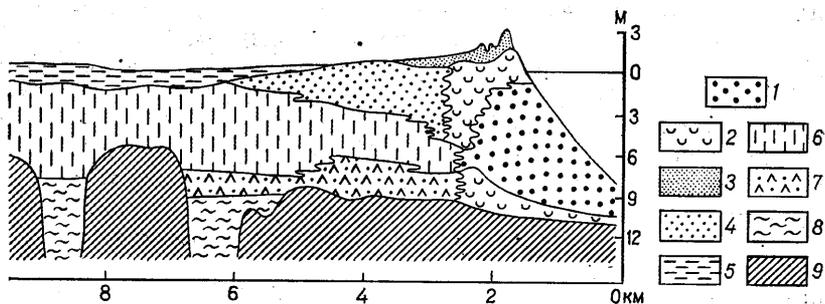


Рис. 15. Разрез через береговой бар Мексиканского залива. Составлен по 33 скважинам. По Х. Н. Фиску (1959 г.), из В. П. Зенковича (1962 г.)

1 — донные песчаные отложения; 2 — современные и древние пляжные наносы; 3 — дюны; 4 — эоловый и пролювиальный песчаный шлейф; 5 — илы замкнутой лагуны, осыхающие в отлив; 6 — отложения открытой лагуны; 7 — отложения открытой бухты или пролива; 8 — эстуарные отложения; 9 — отложения позднечетвертичной террасы, увенчанные комплексом эоловых песков

Энтранс в штате Виктория Австралии или высокий (с дюнами до 60 м) бар залива Сант-Винсент у г. Мельбурна. Протяженность единичных баров достигает десятков и сотен километров, а ширина зоны надводных и подводных валов — первых десятков километров [у г. Лейк-Энтранс, у г. Брисбена (Австралия), по южному побережью США и др.]. Поперечный профиль вала симметричный или слабо асимметричный, с более крутым передним склоном (до 20° , а иногда, например валуно-галечные валы океанской стороны о-ва Юри и других островов Малой Курильской гряды, до $25\text{--}30^\circ$). На надводном валу нередко формируются гряды разового шторма высотой до 1 м с крутым (35°) склоном, обращенным к берегу и соответственно с серией косых слоев, наклоненных от моря. Это самая крутая слоистость в баре. Таким образом, текстура валов довольно сложная, в простом случае выраженная серией косых слоев средней крутизны ($10\text{--}20^\circ$), отвечающей прибойному откосу, сочетающейся с субгоризонтальной, волнистой и мелкой косою слоистостью поверхности валов и нередко с противоположно наклоненной (от моря) крутой или наклоненной вдоль берега косою слоистостью. Ф. А. Щербаков (1961 г.) называет текстуру баров косою слоистостью пляжевого типа.

Песчаные пляжевые прибойные отложения характеризуются наибольшей крупностью зерен из береговых отложений данного сектора побережья, хорошей и средней сортировкой, хорошей окатанностью, полированной поверхностью кварцевых зерен, отмытостью от фракций менее 0,1 мм, максимальной концентрацией наиболее тяжелых (более 4 г/см^3) минералов и изометричных по форме обломков. Форма галек и валунов также преобладает изометричная, нередко идеальная шаровая. Сгружены они плотно, укладка ромбическая или тетраэдрическая, пористость менее 25 %, у песков — $27\text{--}35$ %. Песчаного заполнителя в конгломератах мало. Органические остатки обычны и представлены окатаемыми стволами деревьев, нередко источенных древооточками, и целой или битой ракушей. В песках много-

численны норки зарывания крабов и других беспозвоночных, следы ползания и борозды отлива и другие механоглифы.

Подводные валы у песчаных пляжей сложены средне-, мелкозернистыми (0,5—0,1 мм), реже — крупнозернистыми (1,0—0,5 мм) песками с хорошей сортировкой и окатанностью, с косой пологой и реже крутой крупной и мелкой слоистостью, без алевроитовых (менее 0,05 мм) фракций, с концентрацией среднетяжелых (от 4 до 3 г/см³) минералов, среди которых нередки и неизометричные, например, роговые обманки. Пористость 30—40 %, что отвечает тетраэдрической и отчасти кубической укладке. В древних толщах цемент не сингенетичный, а поздний, кальцитовый, кремневый или железистый типа заполнения пор. Глинистый цемент нехарактерен. Нередки участки с горизонтальной, волнистой и косоволнистой слоистостью в основном ряби течений, реже — ряби волнения. Фауна обильная зарывающаяся (инфауна) и раковинная. Раковины целые или обломанные. Обычен раковинный и вообще биоскелетный детрит.

Мощность современных прибойных отложений определяется высотой валов и возможностью их констративного наслоения, что зависит от режима тектонических движений и подачи достаточного количества осадочного материала. Одиночные валы имеют высоту менее и более 1—2 м, нередко она достигает 3—5, единично — 10 м. Серии вертикально наслоенных валов измеряются мощностью во многие десятки метров и, переслаиваясь с другими прибрежно-морскими отложениями, создают толщи в сотни метров. Особенно они характерны для дельтовых побережий, испытывающих нисходящие тектонические движения. Высота современных баров, увенчанных дюнами, т. е. комплексных аккумулятивных форм, достигает 50—70 м и более над уровнем моря (Куршская коса, бар залива Санкт-Винсент у г. Мельбурна).

Ископаемые бары еще устанавливаются не так часто, как они распространены в действительности, чему мешает недостаточность знания их диагностических признаков и недооценка генетического анализа. Они описаны Г. А. Ивановым, А. В. Македоновым и другими в пермских отложениях Печорского угольного бассейна, Н. Н. Верзилиным в меловых толщах Средней Азии, автором в юрских угленосных отложениях Дагестана. Здесь к баровым отнесены массивные грубо-крупнозернистые песчаники (2—30 м) со сложной косой слоистостью, сочетающейся с волнистой и горизонтальной или субгоризонтальной. Отдельные серии имеют мощность 1,5—2,0 м. В них наклон слоев в 5—20° направлен на юг и юго-запад, т. е. в сторону моря. Слойки выполаживаются к подошве и отвечают приурезовому откосу прибойного вала. Другие одиночные серии довольно крутые (0,2—1,5 м, 25—35°), наклон направлен к берегу. Нередко наслоены несколько косых серий неравной мощности. Часто слоистость в однородном изометрично-зернистом песчанике не выражена. Сортировка хорошая, окатанность высокая. Граница с подстилающими лагунными, заливными, волновыми и флювиальными (подводный аллювий и отложения вдольбереговых течений) не эрозионная. Выдержанность на сотни метров и первые километры (реки Рубас и Чирахчай — Южный Дагестан). Песчаники отмыты от глины

и алевроита. Цемент кальцитовый, иногда гипсовый и баритовый, часто пойкилитовый. Обычны сахаровидные высокопористые песчаники. Встречаются ядра крупных мелководных двустворок и гастропод, обугленные или минерализованные, часто окатанные куски древесины и отдельные стволы. Многие слои обогащены тяжелыми минералами: ильменитом, цирконом, рутилом и др. Выход тяжелой фракции 1—4 %.

Прибойные отложения обозначают близость береговой линии, являются коллекторами жидких и газообразных полезных ископаемых и заключают прибрежно-морские россыпи тяжелых минералов. Одно из крупнейших современных и позднплейстоцен-голоценовых месторождений редкометальных россыпей, именно циркон-монацит-рутиловые с ильменитом, приурочены к пляжевым, прибойным пескам восточного побережья Австралии в районе г. Ньюкасла и на о-ве Страдброк и др. Разрабатываются два темных прослоя по 10—12 см мощностью, отстоящих друг от друга на 30 см. Вмещающие пески белые кварцевые средне-мелкозернистые, часто перекрытые дюнами. Естественное шлихование на пляже продолжается здесь и в настоящее время.

Волновые отложения формируются на участках с преобладанием колебательных движений воды. В действительности при волнении почти никогда не бывает чисто колебательных, не связанных с поступательным перемещением движений [11 и др.]. Поэтому динамическая картина собственно волновой аккумуляции оказывается сложной, интегральной, и при определении типа ведущего процесса формирования соответствующих отложений волнение, как основной способ накопления, надо брать со всеми сопутствующими движениями, в частности и с поступательным перемещением наносов у дна, выражающимся, например, рябью течения. Все эти накопления называются отложениями зоны волнения, зоны подвижного мелководья или ряби мелководья, что подтверждает целесообразность выделения данного генетического типа отложений.

Собственно волновые отложения связаны постепенными переходами с прибойными, приливными, прибрежно-флювиальными и др. Это ставит проблему их разграничения. Наиболее близки к подводным прибойным валам «параллельные берегу песчаные волны» высотой 0,2—1,0 м, расстоянием друг от друга в 10—30 м. Местами их насчитывается более 10, и они распространены в зоне шириной в сотни метров. Хотя их принимали за подводные валы, В. П. Зенкович видит в них результат ритмических процессов движения (но не перемещения) песчаного материала на дне, достигшем профиля равновесия при прохождении длинных волн малой амплитуды, т. е. генетически отождествляет с обычными волновыми рябями. Это, таким образом, гигантская рябь, весьма пологая и симметричная волновая, которая в почти горизонтальной слоистости песчаных отложений будет едва улавливаться. Более мелкими, но также достаточно крупными (длина волны 0,5—1,0 м, высота 0,1—0,3 м) являются волны ряби некоторых участков сублиторали. Обычно сохраняются от перемывания лишь впадины между срезанными гребнями и слоистость становится мульдобразной.

В волновой зоне преобладающими, однако, являются отложения с мелкими (высотой менее 15 см и длиной волны менее 50 см) знаками ряби, как симметричной, так чаще в той или иной мере асимметричной, в разрезе создающей волнистую и косоволнистую слоистость. Гранулометрически это чаще всего мелко- и среднезернистые пески. Распространены они практически повсеместно в литоральной и сублиторальной зонах и не всегда выделяются в качестве самостоятельного геологического тела данного типа. Они часто осложняют подводные валы и бары, входят элементами в приливные и прибрежно-флювиальные отложения, однако слагают и самостоятельные пачки мощностью в несколько метров, распространенные на участках в тысячи квадратных метров и первые квадратные километры, т. е. становятся как бы фоновыми для других типов. Это позволяет допустить самостоятельность генетического типа собственно волновых или просто волновых отложений.

Волновые отложения широко распространены в авандельтовых и других прибрежно-морских толщах аалена Дагестана. Это обычно плитчатые песчаники, через 5—50 см прослоенные глинистыми слоями (флазерная слоистость), реже массивные (1—5 м), мелко-тонко- и среднезернистые, отмытые от глины и слабоглинистые, с волнистой, косоволнистой, нередко с мультобразной слоистостью, с прослоями косослоистых песчаников, часто с вертикальными ходами илоедов, иногда переходящими в ихнитолит, с маломощными ракушняковыми банками, в которых раковины расположены в один ряд, т. е. одной генерации, с ядрами и раковинами двустворок и гастропод, часто с растительным детритом и единично — со стволами деревьев. Мощность 0,5—10, редко 20—30 м. Залегают как в подугольной, так и надугольной части циклотем (см. рис. 38, 39). В деталях на площади они сильно меняются, раскливаются массивными песчаниками или глинами иных типов. Ассоциируются с отложениями прибрежных течений, подводным аллювием, прибойными и западинно-лагунными.

Диагностическими признаками волновых отложений являются волнистая и косоволнистая слоистость, знаки волновой ряби (симметричной и асимметричной), хорошая сортировка, отмытость от глины, песчаный состав, присутствие морской фауны или следов морских животных, часто — и растительных остатков, включая и стволы деревьев, а также парагенез с другими прибрежно-морскими и мелководными отложениями. Границы волновых отложений постепенные и нередко довольно неопределенные. Имеют общие признаки с отложениями донных течений с их сходной по форме косоволнистой слоистостью. Иногда обогащены тяжелыми минералами.

ПОДВОДНО-ФЛЮВИАЛЬНАЯ ГРУППА

Отложения морских течений, или подводно-флювиальная группа объединяет довольно разнообразные накопления, входящие в разные парагенезы генетических типов. Однако генетически группа едина, поскольку в ее основе — одна динамическая форма аккумуля-

ции, создаваемая морскими течениями, точнее различными модификациями этих течений. Группа в целом отвечает флювиальному потоку вещества, начинающемуся в устьях рек и кончающемуся на океанском дне. При этом перемещении материал создает довольно разнообразные накопления, которые могут подразделяться почти с любой степенью дробности, что отвечает динамическому разнообразию потокового перемещения. Наиболее специфические накопления выделены как генетические типы, и их можно выделить восемь. Некоторые из них объединяют множество подтипов, например турбидиты.

Описание типов флювиальных отложений естественно начать именно с турбидитов, связанных постепенными переходами с оползневыми отложениями, с оползнями — потоками, результатом развития которых они чаще всего являются. Однако по принятому геоморфологическому порядку изложения — от побережий к океаническому дну — описываются сначала подводный аллювий, демонстрирующий непосредственную связь с континентальными отложениями, и другие прибрежные и мелководные течения и их накопления.

Речные выносы, или подводный аллювий откладывается речным потоком, и это, таким образом, по динамике аллювиальные отложения. Однако специфичность среды — река течет уже в водных «берегах» — и возникающие из этого отличия в динамике процесса (растекание речного потока на множество рукавов, замедление течения вследствие подпруживания морской водой и уменьшения уклона и др.) позволяет рассматривать эти выносы в качестве самостоятельного генетического типа. Косвенно это подтверждается и иной геологической ролью подводного аллювия, формирующих своеобразные конуса выноса — речные дельты. Современные дельтовые отложения и их основной тип — подводный аллювий — хорошо изучены [26 и др.].

Речные выносы современных рек представлены разнообразным гранулометрическим спектром осадков — от крупногалечных и валунных конгломератов до алевритов и пелитов. Грубообломочные выносы принадлежат горным рекам Курильских островов, Камчатки, Новой Гвинеи и всех других гористых побережий. Материал хорошей окатанности, сортированности и сгруженности. Мощность в десятки метров. Конуса выноса небольшие, в десятки и сотни метров в поперечнике. Однако их многочисленность и сравнительно близкое [в среднем через 1 км на Курильских островах и через 4—5 км на северо-восточном побережье Новой Гвинеи (берег Миклухо-Маклая)] расположение часто обеспечивает слияние конусов в пояс накоплений речных выносов. Большая часть последних сильно перерабатывается прибоем и вдольбереговыми течениями или поглощается каньонами, по которым грубообломочный материал спазматически поступает к континентальному подножию и на дно котловины. Отложения многих рек северного берега о-ва Хьюон Новой Гвинеи имеют своеобразный петрографический состав — они целиком известняковые, поскольку даже реки длиной до 20 км имеют водосбор в пределах распространения формации береговых рифов, которую они не прорезают на полную мощность.

Песчаные выносы преобладают в составе крупных дельт. Пески разной зернистости, от грубозернистых до тонкозернистых, хорошо и среднесортированные, хорошей и средней отмытости, с многоярусной однонаправленной, реже со слабо разнонаправленной косою слоистостью потокового типа с мощностью серий от 1—2 (изредка от 10 м) до 0,2—0,1 м. В песках много растительных остатков, нередко деревья. Иногда встречается фауна — пресноводные, морские двустворки и гастроподы. Форма песчаных тел линейная, шнурковая. Так, в лучше изученной на глубину дельте Миссисипи (рис. 16) они протягиваются на десятки и сотни километров при ширине 1—10 км и мощности до 50—70 м; обладают сложной стратификацией, сочетающей прямую, вертикальную последовательность с горизонтальной (прислонение), отвечающей процессу выдвигания дельтовых выносов через рукава — протоки (рис. 17). Помимо песчаных отложений речными рукавами выносятся, особенно в паводки, большие массы алевроито-пелитового материала, который в многочисленных заливах, култуках, озерах образует накопления, фациально связанные с песчаными. Однако большая часть материала перемывается или образует лагунные или заливные отложения. При миграции дельтовых проток (рис. 18), совершающейся часто внезапными катастрофическими прорывами в пониженные участки авандельты, песчаноглинистые осадки и полустатвердевшие отложения размываются, и отдельные их фрагменты — седиментокласты (до 2—3 м) — часто пластично изогнутые, нередко закатанные в рулеты, создают в основании песчаных отложений хаотические сингенетические брекчии и конгломерато-брекчии мощностью от единичных слоев до пачек в 15—20 м (рис. 19, 20).

Речные выносы, или подводный аллювий, широко распространены во всех параличских угленосных и неугленосных толщах и во многих других прибрежно-морских формациях. Нередко они описываются просто как аллювиальные (например, в Донбассе) или как баровые; однако отличаются как от первых, так и от вторых. Остановимся на одном из типичных районов их развития — Дагестане, где они составляют не менее 20—30 % мощной многокилометровой (4—5 км) карахской свиты аалена — шлировой формации, т. е. являются одними из основных формациеобразующих. Подводный аллювий распознается по лентовидной, нередко извилистой форме песчаных тел, прослеживающихся в южном и юго-западном направлении на многие километры, пока можно было видеть их по условиям обнаженности. В действительности они протягиваются на многие десятки километров. Ширина песчаных тел достигает километров, а их серий — десятков километров. Залегают в основании основных циклитов — циклотем пластами в 5—30 м, реже до 40 м (см. рис. 38, 39). Это в основном песчаники массивные, от грубозернистых до мелко- и тонкозернистых, средне- и хорошо сортированные, из среднеокатанных зерен, с хорошей и средней отмытостью и сгруженностью, с многоярусной однонаправленной (в южном и юго-западном направлении, т. е. по преобладающему течению) или слабо разнонаправленной косою слоистостью в основном с параллельными серийными швами, слабо срезающимися в поперечном направлении. Слоистость от весьма четкой

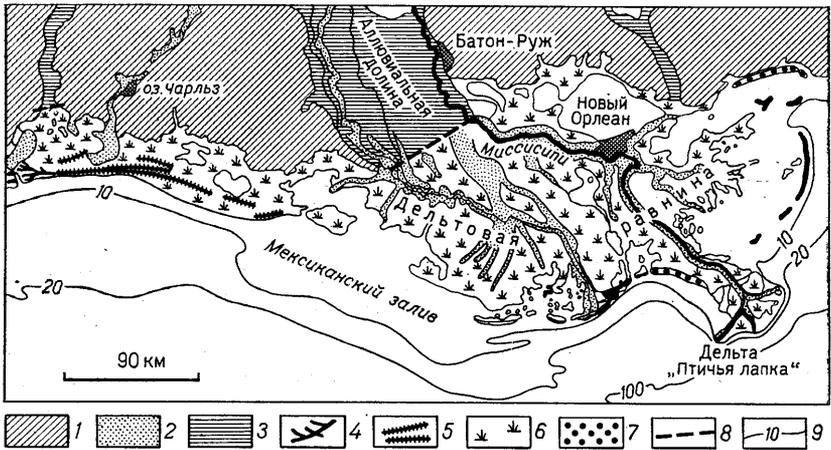


Рис. 16. Фациальные обстановки дельты Миссисипи. По Дж. Моргану (1940 г.), из Ф. Шепарда (1976 г.)

1 — плейстоценовая терраса; 2 — прирусловые валы; 3 — болота; 4 — аккумуляционные гряды (бары); 5 — низкие песчаные гряды (бары на илистых осадках); 6 — марши, болота и озера между рукавами и по краю дельты; 7 — приливо-отливная равнина с маяграми; 8 — граница аллювиальной и дельтовой равнины; 9 — изобаты (в м)

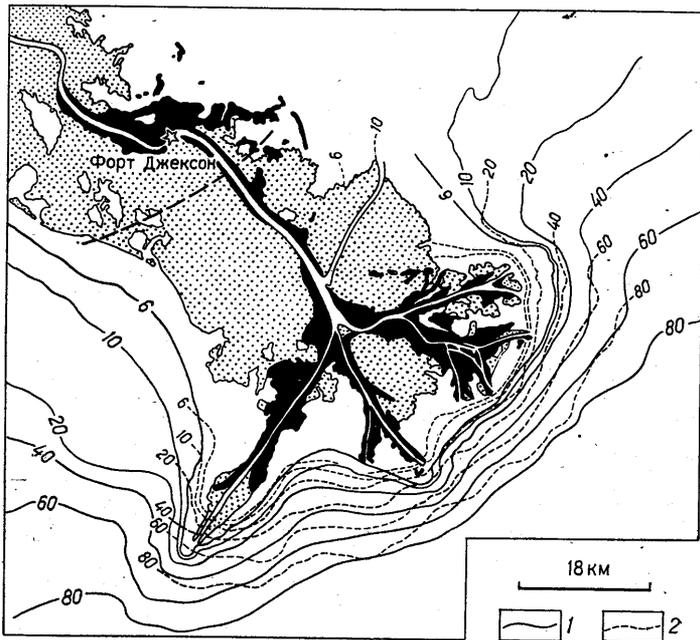


Рис. 17. Рост современной субдельты Бёрдфут (Птичья лапка)

с 1874 г. (черное) по 1940 г. (точки). Изобаты (в м): 1 — 1940 г., 2 — 1874 г.

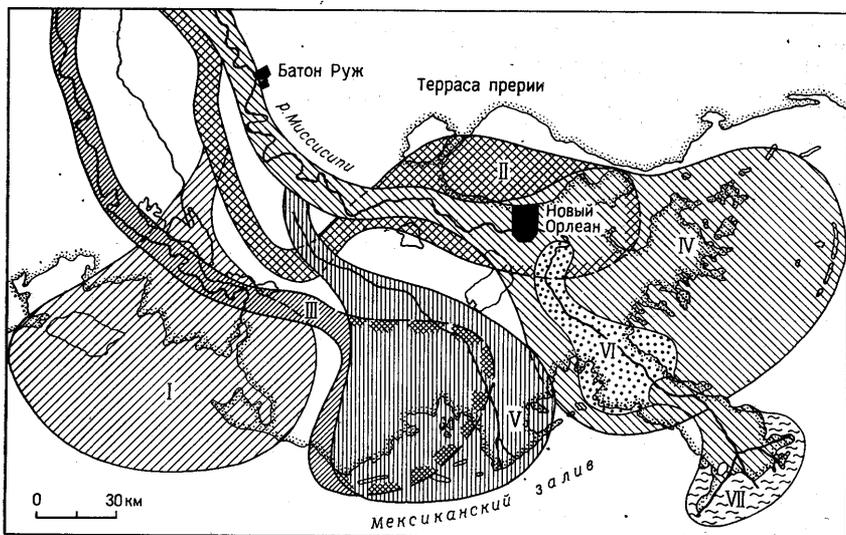


Рис. 18. Стадии (I—VII) формирования дельты Миссисипи. По К. Р. Колбу и ван Дж. Лопику (1958 г.), из Ф. Шепарда (1976 г.)

до неясной, скрытой. Тогда массивные песчаники кажутся неслоистыми в нижней и средней части пластов. В слоистых песчаниках ко-
 сые слоики имеют четкую гранулометрическую ритмическую сортировку от грубозернистых до тонкозернистых. Мощность слоиков 5—20 мм и более. Иногда косая слоистость деформирована сингенетическими оползаниями, нередко под нагрузкой вышележащего слоя. Обычны пояски гравия и плоских глинистых, а также сидеритовых галек. Обильны как крупные фрагменты древесины, так и мелкий детрит, особенно часто обогащающий верхние тонкозернистые части пластов, которые нередко превращаются в песчано-углистую слоюку.

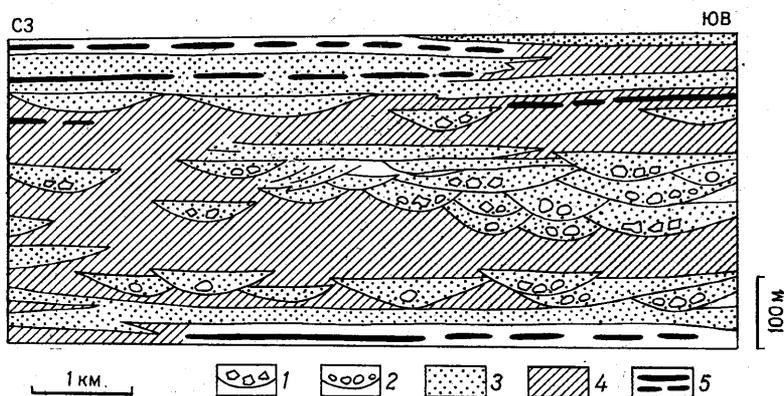


Рис. 19. Поперечные сечения русел дельтовых проток в хоредской флишондной толще (мощностью в 400 м). Аален, Дагестан, р. Чирахчай
 1 — глинистые и песчаные конгломерато-брекчин — овалынные отложения; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — тонкоцеолитовые в основном глинистые пакки; 5 — угли

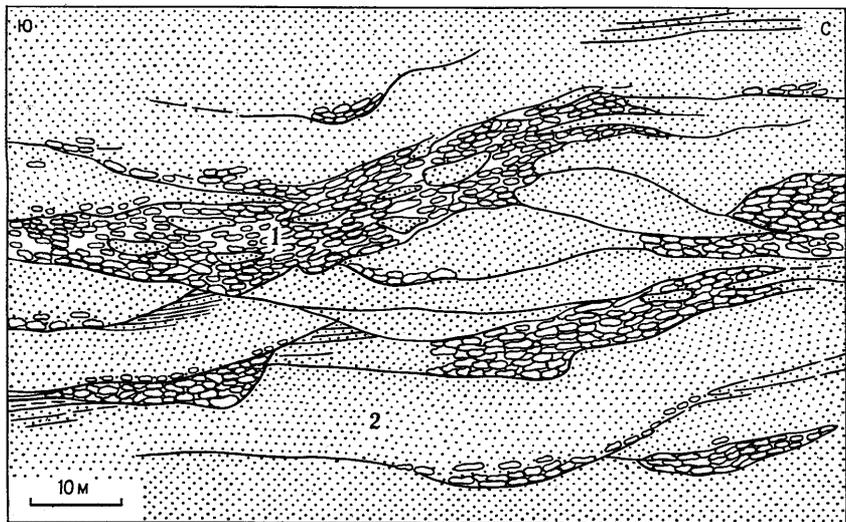


Рис. 20. Линзовидные массивные грубокослоистые песчаники (2) с глинистыми конгломерато-брекчиями (1) — катастрофические обваловые отложения прорыва дельтовых проток. Аален, р. Казикукухское Койсу, Дагестан

Фауна практически отсутствует, если не считать редких эвригалинных двустворок — *Nucula*, *Mytilus* и *Tancredia*. Нехарактерны и следы зарывания и илоедов. Из аутигенных минералов преобладают сидериты и анкерито-доломиты, а кальцит помимо крупных конкреционных линз образует часто цемент прорастания, свидетельствующий о первичной пористости и отмытости от глины и алевролита.

В циклотеме подводный аллювий вверх сменяется волновыми, прибойными, лагунными, заливными и болотными органическими (углями) отложениями. Примерно в этой же последовательности происходит и фациальное замещение. Врезание частое, но не обязательное. Лишь у одного литотипа — массивных песчаников линзовидной в поперечном сечении формой, с глинистыми весьма грубыми конгломерато-брекчиями в основании (свалы с бортов свежих глубоких промоин) — обычно врезание на 5—30 м и более (см. рис. 19, 20). Блоки полужатвердевших осадков нередко расположены хаотично и «неустойчиво», напоминая грубые элементы дикого флиша и олисторомы. Вышележащие песчаники грубые и мусорные, несортированные, вверх постепенно сменяющиеся весьма грубокослоистыми и потом неясно слоистыми со средней и хорошей сортировкой. В кровле и на флангах их сменяют флишеподобные турбидитовые тонкоциклитовые (5—30 см) песчано-глинистые отложения мощностью до 30—50 м, а у с. Хоредж на р. Чирахчай — до 200—300 м. Они изредка содержат морские моллюски. Поскольку в элементарных турбидитовых циклитах сохраняются от перемыывания тонкие глинистые элементы, их отложение происходило на некоторой глубине, во всяком случае ниже базиса действия волн, т. е. на десятках

метров ниже поверхности воды. Это показывает, как далеко в сторону моря могут заходить речные потоки и какой расчлененный рельеф может быть в зоне авандельта — его амплитуда не менее многих десятков метров. В довольно глубокие западины, расположенные между валами и речными выносами время от времени, нередко довольно периодически, прорывались речные рукава, перекомпенсировавшие до этого свое прежнее направление течения. Они начинали строить новую дельтовую циклотему, своими нижними горизонтами часто здесь лежащую без эрозионного вреза.

Приливные отложения занимают особое место среди флювиальных отложений и пока менее других известны советским геологам. Они возникают в результате проявления ритмичных, повторяющихся два раза в сутки приливов и отливов, вызывающих колебания уровня моря максимум 14 м. Чаще всего это первые метры. Поскольку подъем и опускание уровня моря происходят медленно, то и седиментологический эффект казалось бы должен быть незначительным. Он таковым и является на открытых береговых пространствах, в пределах которых более существенно то, что облегчается работа иных агентов, например, при повышении уровня моря становятся доступными для прибой более высоко расположенные рыхлые и твердые образования. Другое косвенное влияние на осадконакопление — расширение зоны зарывания морских беспозвоночных и развитие особых биоценозов — устричников, мидиевых и баланусовых поселений и др. Если в этой обстановке создаются какие-то аккумулятивные формы под влиянием приливов и отливов, то они чаще всего уничтожаются более динамичными процессами, например волнением. Поэтому непосредственно как форма аккумуляции приливо-отливные течения имеют возможность проявиться только в относительно защищенных от активной гидродинамики участках побережий, каковыми являются эстуарии, забаровые лагуны, сообщающиеся с морем, заливы, особенно с узкими горловинами, устья рек, дельты и все в той или иной мере полуизолированные части моря, тыльные стороны прибереговых отмелей и островов. Здесь они часто становятся ведущим фактором формирования отложений, и результаты их аккумулятивной деятельности не перерабатываются, или перерабатываются не полностью другими формами аккумуляции. Хотя формирование особых отложений совершается как при приливах, так и при отливах, все же ведущим, инициальным процессом остается прилив, что позволяет весь генетический тип назвать более кратко, именно приливными (вместо приливо-отливных) отложениями. Это ближе отвечает английскому «tidal deposits».

Современные приливные отложения в 1948 г. изучались М. В. Кленовой и в 1955 г. Д. В. Наливкиным. Позже приливо-отливные отложения изучались Г. Рейнеком (1980 г.). Они устанавливаются по современному и древнему карбонатакопложению. Автором изучены современные и древние приливные отложения Австралии, Тасмании и Новой Гвинеи. Широкое ингрессивное побережье Австралии и Тасмании — благоприятные условия для формирования приливных отложений в типичном виде, например, в районе Сиднея

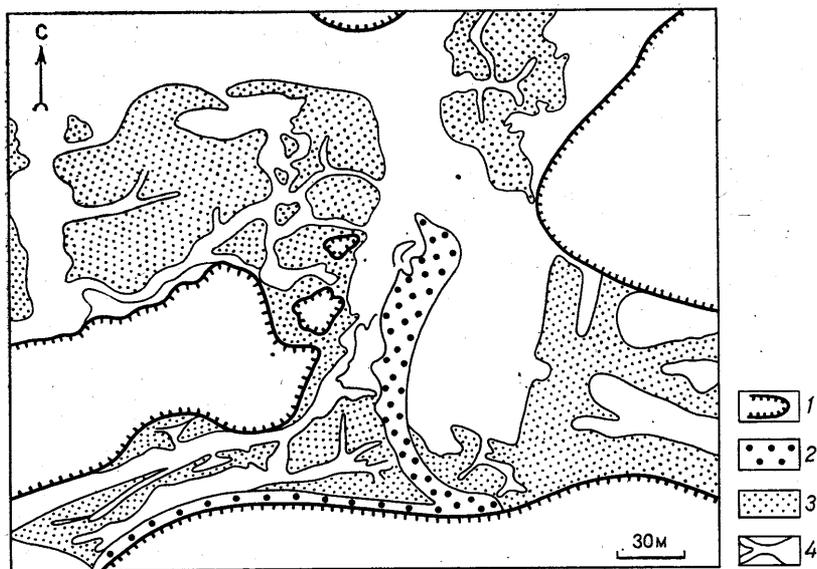


Рис. 21. Приливные отложения в эстуариях южной части Сиднея (море в 1—2 км восточнее рамки)

1 — коренной берег; 2 — грубый и крупный песок баров и подводных прибойных валов; 3 — тонкий и мелкий песок приливной равнины; 4 — илстые отложения каналов стока и эстуария

(рис. 21), Таунсвилла, Кернса, Хобарта, особенно в мангровой зоне. Гранулометрически это пески, преимущественно мелко- и тонкозернистые и алевроито-глинистые илы. Галечники практически только из местных осадков (их фрагментов), нередко в виде рулетов (до 1 м и более). Сортировка песков хорошая и средняя; пески нередко глинистые. Илы обычно плохо отмучены. Слоистость хорошо выражена, тонкая и мелкая, флазерная. Пески мелкослоисты, с волнистой и косоволнистой, реже с горизонтальной и косой слоистостью. Слоистость образуется на приливных равнинах (платформах) волнением и не быстрым течением, напоминающим пойменное паводковое. Реже осуществляется русловое течение, формирующее более крупную (до 0,2—0,4 м) косую слоистость. В илах господствует горизонтальная миллиметровая слоистость, напоминающая варвы, но часто отличающаяся прерывистостью, линзовидностью и нередкой сильной переработанностью илоедами.

Исключительно разнообразны знаки ряби и другие поверхностные текстуры механического и биологического происхождения, покрывающие обширные площади шириной в километры и десятки километров, и текстуры ходов илоедов, или биотурбации, также охватывающие широкие (километры) зоны и часто приводящие к «гомогенизации» породы, т. е. превращении ее в изотропную мелкокомковатую массу при полной переработке илоедами осадка. В последнем случае мы имеем дело уже с иным элювиальным образованием — ихнитолитом или биотурбитом. Рябь высотой до 10—15 см симметричная и асимметричная, часто со срезанными гребнями (результат осуше-

ния и действия сильного ветра), нередко с двойными гребнями, отражающими смену более высокого уровня воды низким, с закругленными гребнями и суженными острыми ложбинами, возникающими при осушении и действии всплесков прибоя и др. Исключительно разнообразны поперечные системы ряби и перекрывающиеся под острым углом, создающие в зависимости от степени интерференции и переработки ряби иных прежних направлений сложный рисунок прерывистых гребней, холмиков, барханчиков и т. д. [39, табл. X, и др.].

Граница окислительной и восстановительной зон проходит неглубоко от поверхности осадка: в песках на 2—10 см, в пелитах почти у поверхности. Восстановленные илы сизые, темные, с сильным запахом сероводорода. Однако и в них живут аэробные бактерии и зарываются черви, моллюски, рачки и крабы. Кислород к ним поступает по вертикальным трубочкам — ходам, часто выстланным органическим или органо-минеральным веществом — пленкой, образующей трубочки, с течением времени более обызвествляющиеся и твердеющие. Генерирующиеся при жизнедеятельности бактерий и других беспозвоночных и разложении органического вещества, CO_2 и других газов, выходя на поверхность, проделывают каналы, которые еще больше усложняют текстуру, в частности способствуют развитию еще одного типа вертикальных линий раздела, столь характерных для почв, лёссов и других типов элювий.

Флора и фауна богаты видами и биомассой. Помимо мангровой растительности, большей частью крупно- и мелкокустарниковой и древесной, обычны в аридных зонах водорослевые пленки (водорослевые «маты»), скрепляющие песок, и другие водоросли. Из беспозвоночных господствуют представители трех групп: моллюски (пелециподы и гастроподы), членистоногие (особенно крабы и креветки) и черви (ареникола и др.). Верхний уровень прилива и межприливная зона обозначены плотными поселениями (при наличии твердого субстрата) устриц и мидий. Многочисленные ползающие пелециподы и гастроподы оставляют следы в этой и более глубокой зоне; их плотность достигает одной особи на 10 см^2 . На склонах и дне крупных каналов, выстланных преимущественно песками, фауна более разнообразная, включающая мелкие сабелляриевые биогермы со своим биоценозом [31].

Строение приливных отложений характеризуется двумя главными элементами: отложениями приливных платформ или равнин и отложениями приливо-отливных каналов, в основном являющимися каналами стока (см. рис. 21). Первые чаще песчаные, реже песчано-илистые и илистые, как подводные, так и осушающиеся (развиваются на подводных), несущие знаки ряби и более крупные песчаные волны, а также следы наземных ползающих и ходячих и водных животных, включая обычные следы птиц. Каналы шириной от 1—2 м (и более мелких желобов стока) до 100—200 м, глубиной до 10—20 м (по ним ходят суда), извилистые и прямые, выполненные не только песчаным, т. е. более грубым, чем на равнинах, материалом, что обычно, но также весьма часто и типично — глинистым илом, сильно водонасыщенным и на много более тонким, чем примыкаю-

щая приливная равнина. Это указывает на особый гидродинамический режим стока. При отливе медленно понижающийся уровень приводит к замедлению скорости стока слоя воды с поверхности равнины и стеканию ее в каналы — отстойники. На это указывает не только понижение уровня равнины к каналам, но и изгиб их слоев на бровке и частый отрыв крупных слоеных фрагментов осадков, скатывание по бортам канала и образование рулетов. В целом сочетание равнин и каналов приливной зоны во многом аналогично сочетанию русла и поймы в речной долине.

Древние приливные отложения распространены несомненно широко. Однако пока уверенно они выявлены в немногих формациях, чаще всего в карбонатных и эвапоритовых. В терригенных толщах они прекрасно выражены и хорошо изучены на примере нижнепермских ледниково-морских и верхнепермских угленосных отложений Сиднейского, Тасманийского (Хобартовского) и других бассейнов Австралии. Так, в 200 км южнее Сиднея, на побережье у г. Алладалла в прекрасных невысоких обрывах в парагенезе с приборными, волновыми и ледниковыми в полном комплексе представлены приливные — как песчаными отложениями приливных равнин, так и глинистыми каналами стока шириной от 1—2 до 200 м. Первые представлены средне-мелкозернистыми и тонкозернистыми песчаниками с известковым, доломитово-анкеритовым и сидеритовым цементом и конкрециями (нередко пластовыми), с четкой преимущественно волнистой и косоволнистой, мелкой и средней косою слоистостью, часто с перекрестной рябью на кровле, распространенной в зоне шириной более 1 км, несущей также многочисленные следы ползания и зарывания крабов, червей и моллюсков, трещины усыхания и псевдоморфозы сидерита и кальцита по кристаллам льда, с карбонатными конкрециями типа геннойши — глендонитами. Обильна фауна — крупные *Euridesma*, спирифериды и другие двустворки, брахиоподы, а также мшанки. Встречаются стволы деревьев длиной до 5—7 м и диаметром до 0,5 м, часто сплюснутые и превращенные в витреновый и кsilовитреновый уголь; вокруг него — стволонидная карбонатная кальцитовая конкреция; U-образные следы зарывания крабов и раков типа калианасса толщиной 2—5 см, по которым образовались сидеритовые или анкерито-доломитовые конкреции. Примечательна полная аналогия следов с современными следами зарывания крабов, которые можно видеть на отливной площадке в тех же местах. Сходство распространяется и на такую деталь, как лучеобразно отходящие от отверстия следы подползания (или удаления) краба и кольцевой валик вокруг норки. Поверхность столбика породы, заполнившей ход, несет продольные и косые царапины и бугорки наподобие тех, которые армируют (украшают) столбики офиоморф. Многочисленны и следы червей сечением 2—10 мм. Обычны горизонты ихнитолитов или биотурбиты (10—50 см, редко до 1 м), чаще всего сечением столбиков или шнурков в 5—6 мм, приуроченные к тонко- и мелкозернистому песку. Встречаются и более толстые (1—2 см), заполненные грубозернистым, плохо сортированным песком. Мощность песчаных пачек 1—10, реже 15—20 м.

Приливо-отливные каналы выполнены преимущественно глинистыми и алеврито-глинистыми осадками мощностью 0,5—15 м. Они врезаны в существенно песчаные отложения, не имеют базального горизонта, или последний представлен поясками и линзами глинистых галек. Слоистость тонкая ленточная, обычно линзовидная, выраженная миллиметровыми более светлыми алевритовыми и тонкопесчаными прослойками. Породы сильно обогащены органическим веществом, темно-серые до черных. Многочисленны тонкостенные раковины двустворок и брахиопод и их детрит. Обилен пирит и сидерит. К бортам приурочены оползневые складки и рулеты песчано-глинистых осадков (до 1 м), а также вертикальные дайки или клинья песка, интенсивно смятые в складки с горизонтальными осевыми поверхностями. Это свидетельствует о сильном сокращении (не менее пятикратном) мощности глин, что в свою очередь указывает на сильную обводненность осадков канала стока. Для каналов также характерно косое напластование у бортов: песчано-глинистые слои падают к осевой линии канала под углами 15—25°; мощность такой косой серии до 10 м. Общая мощность толщи, в которой приливные отложения преобладают, достигает 50—70 м.

Таким образом, приливные отложения могут устанавливаться в древних формациях по: 1) каналам стока, выполненным глинистыми отложениями, 2) большой ширине (километры) зоны зарывания беспозвоночных, зоны ряби и других признаков, указывающих на широкую полосу осушения и мелководья, 3) следам птиц и наземных животных, трещинам усыхания, ледяным клиньям и другим признакам осушения, 4) разнообразию знаков ряби, включая разные типы перекрестной, деформированной, срезанной, усеченной сверху, с плоскими сглаженными или двойными гребнями, 5) не грубым, преимущественно мелкопесчано-глинистым составом осадков, конгломерато-брекчиями из местных осадков, 6) обогащенностью органическим веществом, создававшим в осадке редукционные условия вблизи поверхности осадка, 7) богатой фауне и флоре (водной и наземной), включая и мангровую, 8) парагенезам с лагунными, баровыми, континентальными и другими бережными отложениями. Приливные отложения являются нефтематеринскими.

Отложения вдольбереговых течений формируются вдольбереговым потоком наносов, который генерируется главным образом штормовыми ветрами и штормовым волнением, особенно при частом выходе на шельф и в береговую зону длиннопериодных волн зыби (длиной до 300—400 м и высотой волны до 15—20 м). Направление течения, определяемого ветрами, может меняться на противоположное, что отчетливо выражается в разнонаправленной косой слоистости и других векторных признаках. Однако на одном из участков побережья, в силу особенностей циркуляции в атмосфере, преобладает одно направление ветра и течений, что и выражается в преимущественной аккумуляции в виде кос. Последние — самые заметные сооружения вдольберегового потока вещества, хотя в их строении участвуют и другие виды движения воды. Они обычно косо причленяются к берегу, но известны и перпендикулярные косы, обязанные двустороннему питанию. Длина кос от десятков метров до

сотен километров (Бердянская, Обиточная и другие на Азовском море, Аграханская — на Каспийском и др.). Крупные, хорошо развитые косы шириной в километры и более, имеющие сложный мезорельеф и строение, естественно, все более усложняются и генетически, становясь неоднородными, парагенетическими ассоциациями — с участием прибойных, волновых, биогенных, элювиальных и эоловых отложений.

Если на побережьях открытого океана, для которого характерно преобладание длинопериодных волн и волн зыби, гидродинамические условия в придонном слое больше способствуют поперечному перемещению материала, то во внутренних морях с господством короткопериодных ветровых волн на подводном склоне нередки зоны (особенно над гребнями подводных валов) с преобладанием вдольберегового перемещения, особенно при увеличении уклона (по крайней мере больше 0,01). В целом внутренние моря характеризуются более разнообразными сочетаниями поперечных и продольных перемещений наносов и соответственно аккумулятивных форм [16, с. 118].

Физическая природа вдольберегового течения достаточно сложна, поскольку оно складывается из вдольбереговых непосредственно волнового (энергетического), компенсационного и вдольфронтального течений, а также ветровых (дрейфовых) течений и сгонно-нагонных явлений. Если гальки перемещаются в основном волочением или качением, то песчаные частицы могут переноситься и во взвеси непосредственно волновыми и ветровыми течениями. Перемещение песчаных осадков по дну осуществляется как передвижением отдельных частиц, так и сплошным слоем толщиной в десятки сантиметров, чему способствует проникновение в осадок волновых колебаний, особенно сильных, как бы взвешивающих его. Наибольшее суммарное взмучивание достигается в зоне максимальной турбулентности, т. е. в зоне песчаных валов, которая и становится зоной наиболее интенсивного вдольберегового перемещения наносов. На галечных пляжах максимальное перемещение осуществляется непосредственно на берегу, в зоне прибоя, и происходит по зигзагообразным (вверх и вперед — вниз прямо, к урзу) траекториям. Измерения непосредственно на берегах показали большие скорости перемещения песка во взвешенном состоянии — до 3 км/ч, что составляет 75 % скорости одновременно действующего течения [16, с. 101]. Наибольшие скорости перемещения песка падают на гребни песчаных валов. В зависимости от балльности волнения главной трассой движения песка становится то первый от берега, то второй (при более сильном волнении) вал. Объем перемещенного через створ длиной в 150 м при волнении 4—5 баллов взвешенного песка — приблизительно 2 тыс. м³, не считая перемещения по дну. По Г. Севиллу [16, с. 108], на песчаном профиле в штормы во взвеси переносится до 60 % наносов, а при умеренном волнении большая часть песка переносится волочением, и максимум продольного расхода перемещается на пляж.

В ископаемом состоянии отложения вдольбереговых течений распространены широко, но выявлены еще слабо. В юрских угленос-

ных и смежных с ними чисто морских отложениях они встречаются по всей мелководной зоне. К ним отнесены песчаники от крупно- до тонкозернистых, массивные, косослоистые и неслоистые, с хорошими сортировкой и отмытостью, мощностью от первых метров до 20—30 м. Выдержанность на многие километры. Косая слоистость разнонаправленная, преобладает северо-западный и юго-восточный наклон. Нередко в пласте песчаника слоистость почти однонаправленная в каком-нибудь из этих румбов, т. е. течение было тоже вдоль фронта дельты и береговой линии, но с преобладанием ветров то в юго-восточном, то в противоположном направлении [39, рис. 33 и др.]. Песчаники обычно известковые, нередко с анкеритодоломитовыми конкрециями. Сравнительно часты раковины и ядра двустворок, аммонитов, гастропод и ростры белемнитов. Ассоциируются с песчаными прибойными и волновыми, глинистыми тиховодными шельфовыми и лагунными отложениями, нередко — с ихнитолитами и эзовыми песками, иногда — с банками митилид. Нижний контакт резкий или постепенный, реже слабо эрозионный. Верхний контакт постепенный, если отделяет волновые и лагунные отложения, но с прибойными и подводно-аллювиальными обычно резкий.

Для отложений вдольбереговых течений, таким образом, диагностическими являются: 1) грубая и крупная резко разнонаправленная или практически однонаправленная косая слоистость, совпадающая с основным простираем береговой линии, могущая сочетаться с волнистой и горизонтальной, а также с неслоистой текстурой песчаников, 2) морская фауна или ходы илоедов, 3) известковый состав цемента и конкреций, который может сочетаться с доломитом, анкеритом и сидеритом, 4) пирит, глауконит, шамозит, фосфатные зерна, 5) парагенез с другими прибрежно-морскими отложениями, с подводным элювием — твердым дном и ихнитолитами, реже — с горизонтами конденсации и каменистыми развалами, 6) россыпи редкометалльных минералов. Отложения вдольбереговых течений являются коллекторами нефти, газа и воды; включают фосфоритовые желваки.

Отложения стоковых течений, или стоково-флювиальные отложения возникают в четком виде при наличии постоянных течений из одного бассейна в другой, обычно отличающихся уровнями и соленостью. Современные стоковые течения многочисленны. До зарегулирования Дона плотинами его твердый материал выносился через Азовское море и Керченский пролив в Черное море, так как из-за превышения уровня Азовского моря на 0,5 м над уровнем Черного моря в проливе было постоянное течение. Такие же течения установлены в проливах Босфор, Дарданеллы, Гибралтар, Каттегат, Баб-эль-Мандеб и др. Они нередко образуют подводные дельты, которые отмечаются и во многих проливах, соединяющих Северный Ледовитый океан или дальневосточные моря с заливами. Эти дельты чаще всего перемываются, но со стороны залива, если течение направлено из океана или моря, сохраняются. Иногда часть дельты становится субаэральной. Подобные дельты стоковых течений многочисленны в приливо-отливной обла-

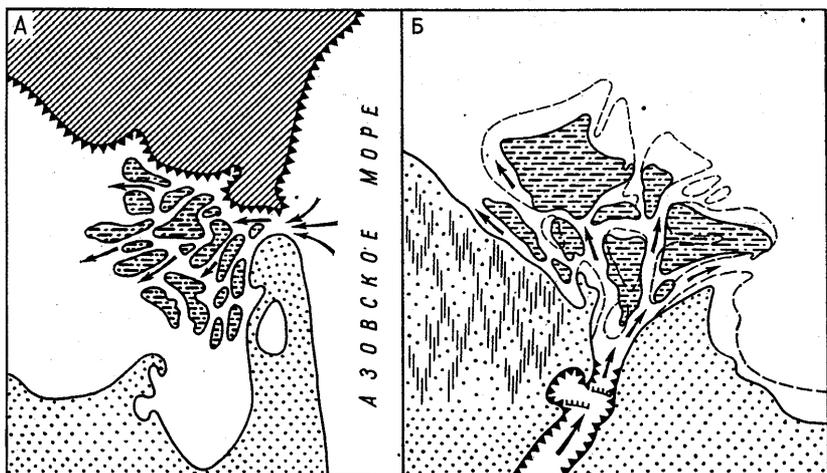


Рис. 22. Отложения стоковых течений — дельты морских проливов: А — геническая в Сиваше и Б — карабогазгольская

1 — суглинки; 2 — пески; 3 — солончаки; 4 — илистый песок, ил; 5 — уступы размыва; 6 — водопад. По О. К. Леонтьеву и др. (1975 г.)

сти, и они большей частью входят в парагенез приливных отложений.

Довольно хорошо изучены две подводные дельты стоковых течений — в бывшем заливе Кара-Богаз-Гол на Каспийском море и заливе Сиваш — на Азовском (рис. 22). Первый до перекрытия протоки в 1981 г. был на 3,5 м и временами еще ниже уровня Каспия, и поэтому через песчаный бар каспийская вода постоянно, со скоростью 1,0—1,2 м/с втекала по «реке» длиной в 5,5 км и шириной в разное время от 250 до 100 м в залив, совершая эрозию и внося не только песок, но и планктон, рыб, раковинный и детритовый материал. При выносе в залив он отлагался и формировал дельту радиусом до 10 км. Если бы подобную дельту в древних отложениях приняли за речную, на которую она похожа, то это привело бы к грубым ошибкам в палеогеографических и палеотектонических реконструкциях, а именно к ложным представлениям о существовании западнее дельты и залива суши, тогда как там в действительности располагался бы обширный морской бассейн. Однако дельты стоковых течений, подобные карабогазгольской, отличаются более морским и одновременно нередко лагунным парагенезисом и в изобилии содержат морские беспозвоночные. Кроме того, их генетический тип окончательно выясняется на палеогеографическом фоне, а именно по отсутствию признаков суши со стороны истоков и, наоборот, по морскому бассейну на этом месте. Геническая дельта в Сиваше аналогична карабогазгольской и формируется одноименным, Геническим проливом, в котором одновременно происходили стоковое и нагонное течения.

В древних морских формациях отложения стоковых течений пока не описаны, хотя весьма вероятны. Они должны быть особенно характерны для прибрежно-морских толщ аридных областей, в том числе для эвапоритовых формаций.

Донно-шельфовые флювиальные отложения, или отложения донных шельфовых течений, возникающих как компенсационные стоковых, сгонных, дрейфовых и других поверхностных, широко распространены и установлены в древних толщах. Так, встречное стоковому донное течение из Северного моря в Балтийское через пролив Каттегат [16, с. 130] на отдельных участках не только препятствует отложению осадков, но и эродирует дно, вынося продукты переотложения и эдафогенный материал и откладывая его к востоку от пролива. Признаком донных течений на шельфе являются пески, особенно среднезернистые и более грубые, на глубинах свыше первых десятков метров до бровки шельфа. У берегов Туниса зона песков достигает 200-метровой изобаты. В Северном море пески распространяются глубже и дальше от берега, особенно песчаны поверхности банок Доггер и др. Вообще поверхность и склоны банок на разных, в том числе и больших, чем шельфовые, глубинах покрыта преимущественно песчаными отложениями донных течений. Но здесь имеет место и значительное конденсирование осадков.

Так, все банки к северу от Канарских островов и в Средиземном море, поверхности которых расположены на глубинах от десятков метров до 600—700 м, по данным автора (дночерпательным и колоночным пробам) и по материалам Б. И. Маракуева, покрыты известковым, в основном биодетритовым песком, от грубозернистого до мелкозернистого, хорошо сортированным, с крупными и мелкими знаками ряби, с норками ходов илоедов. Крупная рябь высотой до 0,3—0,4 м, длиной волны до 1 м, асимметричная, нередко осложненная более мелкой, местами противоположно наклоненной.

Донно-флювиальные отложения слагают фации края авандельт и их склонов в тоаре, аалене и в базальных пачках байоса Дагестана и других горизонтов [39, табл. XVII, в, г и др.]. Это массивные или плитчатые песчаники, реже известняки полидетритовые и обломочные с крупной и мелкой косой и косоволнистой слоистостью, часто на поверхности напластования со знаками асимметричной ряби течения. Сортировка хорошая и средняя. Слоистость часто в массивных песчаниках незаметна и они описывались как неслоистые. Из аутигенных минералов господствует кальцит, подчиненную роль играют—пирит, доломит, сидерит. Обычны единичные раковины двустворок, гастропод, аммонитов, брахиопод, реже встречаются их пояски и ракушняковые банки. Обычны ходы илоедов (не образующие, однако, горизонтов ихнитолитов), миллиметровые или сантиметровые прослойки глинистых осадков, отлагающиеся в затишные периоды. Наклоны косых слоев как вдоль берега, так и от берега часто меняются.

С глубиной донно-флювиальные шельфовые отложения постепенно выклиниваются, и их место занимают более глубоководные донные течения—контуриты, а также турбидиты. Мощность отло-

жений донных течений меняется от десятков сантиметров, когда их можно рассматривать как осложняющие другие типы, до многих десятков метров. Такие пачки и толщи прослеживаются на десятки и сотни километров. Залегая между темно-серыми глинистыми толщами, песчаники становятся коллекторами нефти и газа, и в этом они сходны с баровыми и косовыми отложениями.

К данному типу следует отнести так называемые палимпсестовые отложения, являющиеся результатом переотложения более мелководных и даже береговых аккумулятивных песчаных или более грубых по осадкам форм ледникового периода и затопленных при постледниковой трансгрессии океана. Они выявлены на восточном и западном шельфах Северной Америки.

Диагностическими признаками отложений шельфовых донных течений являются: песчаный состав, косая и косоволнистая слоистость, хорошая и средняя сортировка, не мелководная шельфовая фауна, преимущественно известковый состав цемента, форма в виде то мелких, то крупных (длиной до десятков километров, шириной в сотни метров и километры, мощностью до десятков метров) песчаных тел с облеканием глинистыми прослоями и открытошельфовый парагенез типов отложений.

Контуриты — отложения контурных течений, которые являются постоянными глубинными придонными, распространяющимися горизонтально, примерно параллельно изобатам. Впервые они описаны у подножия восточного континентального склона Северной Америки, и их накопление связывалось с наличием западного пограничного течения — огромным перемещением холодных арктических водных масс, растекающихся по дну Атлантического океана в сторону экватора и прижимающихся, возможно и ускоряющихся силой Кориолиса, к континентальному склону Америки. Их скорости, вероятно, достигают 15—30 см/с, или 0,5—1,0 км/ч, что достаточно для переотложения не только пелитового и алевроитового, но и мелкопесчаного материала; течение убыстряется у выступов континентального склона, где они производят взмучивание и эрозию дна, сложенного рыхлыми осадками. Вслед за выступом материал откладывается в основной своей массе, что приводит к формированию весьма крупных аккумулятивных валов высотой в десятки и сотни метров, например, у подножия плато Блейк. На основании изучения дна здесь установлено широкое распространение ряби течений высотой до 10—15 см и длиной волны до 1 м и более. Отложения волнисто- и косослоистые, тонкопесчано-алевритовые и алевроито-глинистые. Слоистость выражена, по данным А. И. Конюхова (1980 г.), линзовидными обычно волнистыми прослойками песка и алевроита. Наиболее часто переотлагается материал турбидитных конусов выноса. Признаки отличия от турбидитов: 1) поперечный к последним наклон косых слоев и ряби, 2) лучшая, часто хорошая сортировка материала. Граница с турбидитами четкая.

Поскольку знаки ряби течения и другие его признаки выявлены на дне большинства котловин удлиненной формы с глубинами больше 200 м, можно считать, что придонные горизонтальные течения, аналогичные контуритам в океанах, имеют широкое распростра-

нение и развиты, в частности, в геосинклинальных прогибах и котловинах. Несомненно, они также на отдельных участках эродировуют дно, переотлагают турбидиты и другие донные осадки и создают новые формы накопления — отложения присклоновых донных течений, которые большинством признаков (если не всеми) будут аналогичны контуритам; устанавливаются во флише Кавказа. К ним относятся пласты (0,1—1,0 м) мелко-, тонкозернистых песчаников и алевролитов хорошей и средней сортированности, с мелкой косой, косоволнистой, волнистой и горизонтальной слоистостью, залегающие на разных элементах флишевого циклита, иногда на песчаниках его основания.

В 1980 г. Ф. А. Щербаковым описаны алевроито-глинистые контуриты с волнистой слоистостью на шельфе Болгарии в Черном море. Они отлагаются мощным постоянным круговым течением, идущим с севера. К югу от мысов Калиакра и Эминеоно формирует аккумулятивный вал длиной в сотни, шириной в десятки километров и мощностью в несколько десятков метров. Время его формирования не больше 20 000 лет.

Отложения донных абиссальных течений, как и контуриты, установлены сравнительно недавно и еще недостаточно изучены. На дне океанических котловин они выявлены фотографированием (по знакам ряби и другим признакам течений), эхолотными промерами, обнаруживающими песчаные волны высотой в десятки и длиной волны в сотни метров и другие крупные аккумулятивные формы, отсутствию современных осадков и другим признакам перерывов, измерениями скоростей течения, а также замерами гидрофизических параметров (температуры, солености, плотности и др.), указывающих на перемещения водных масс, обнаружением мутности у дна, т. е. нефелоидного слоя. Их скорости достигают 25—35 см/с, что достаточно для переноса огромных масс осадочного материала. О. К. Леонтьев с ними связывает образование крупнейших абиссальных равнин, например, у Антарктиды, в западной и северной частях Индийского океана, к востоку от Северной Америки и в других местах Атлантического океана, в северо-восточной части Тихого океана, а также линейную эрозию и образование абиссальных долин Вима в Индийском океане и ложбинно-грядового рельефа дна Кадисского залива и Срединного каньона в Атлантическом, долин Сервейор, Маклак и др. — в Тихом. Аккумулятивная деятельность этих течений устанавливается, по мнению О. К. Леонтьева, с палеогена или мела. Некоторые валообразные аккумулятивные формы достигают высоты нескольких десятков и сотен метров.

Генетически эти геострофические течения связываются с образованием у Антарктиды и в северных частях океанов холодных водных масс и растеканием их по дну в меридиональном направлении. При этом антарктические водные массы пересекают экватор и в Тихом океане доходят до 10—12° с. ш., в Индийском — до материкового склона Аравийского моря и о-ва Ява, в Атлантическом — до 40° с. ш. Циркумантарктическое течение глубиной до 3—4 км, шириной в 2500 км с расходом воды в 200 млн. м³/с или более (что во много раз превосходит расход Гольфстрима) является самым

мощным источником холодных глубинных и придонных вод на Земле, распространяющихся крупными ветвями — течениями во всех океанах на разных уровнях — поверхностном (Перуанское, Бенгальское и Западно-Австралийское), промежуточном, глубинном и придонном. По расчетам В. Н. Степанова и других даже средние скорости глубинных и придонных течений в низких широтах доходят до 20—30 см/с. О. К. Леонтьев указывает и на другой генезис абиссальных придонных течений — сток высокосоленых повышенной плотности вод, например, из Средиземного и Красного морей. Поступая через Гибралтарский пролив, средиземноморские промежуточные воды стекают по материковому склону в котловины и распространяются в них на большие расстояния в области антициклонального круговорота.

Наиболее вероятно обнаружение отложений абиссальных донных течений в формациях океанического дна, которые стали известны благодаря глубоководному бурению. И действительно, многие абиссальные равнины формируются с начала кайнозоя (или несколько раньше), существенно не меняя места, что позволяет сделать вывод о постоянстве и главного осадкоформирующего процесса, а именно абиссальных придонных течений.

Турбидиты — отложения спазматических мутьевых или суспензионных потоков высокой плотности. Хотя массовый перенос рыхлого материала турбулентными потоками, возникающими и проходящими спазматически, был обоснован и фактически открыт лишь в 1951 г., предположения о роли подводных оползней и о быстрых мутных потоках, с ними связанных, высказывались и раньше Ф. Форелем в 1885, 1887 гг., Геймамом в 1908 г., Н. И. Андрусовым и А. Д. Архангельским в 1927, 1930 гг., Р. Дэли в 1936 г., Ф. Ф. Кюненом в 1937 г., подтвердившим экспериментальными работами гипотезу Р. Дэли о способности «суспензионных течений» (термин Ф. Кюнена) образовывать каньоны в рыхлых отложениях, Г. Стэтсоном и Дж. Смитом в 1938 г. и др. После работ Ф. Кюнена, Ф. Шепарда, Д. Эриксона, М. Юинга и Б. Хизена самая распространенная и наиболее неясная по генезису геологическая формация — флиш — перестала быть загадочной; даже наоборот, ее механизм накопления в целом оказался настолько простым и ясно выраженным в морфологических признаках, что устанавливается в любом небольшом обнажении. Эта относительная простота общего механизма, несмотря на то, что до сих пор строго сам физический процесс таких течений или система процессов остаются в деталях дискуссионными и даже гипотетичными [21], позволяет использовать уже турбидиты и слагаемые им флишевые формации в качестве генетических ключей при расшифровке генезиса других типов отложений, находящихся с ними в парагенетических связях, и геологических формаций — четких индикаторов палеогеографических и палеотектонических условий и надежных инструментов геотектонического анализа. Детальнейшие и неоднократные описания турбидитов флишевых формаций, некоторые, пока еще недостаточные, непосредственные наблюдения современных процессов их формирования и экспериментальное воспроизведение близких процессов, которые можно

с известными поправками перенести на суспензионные потоки и турбидиты, позволяют считать последние определенным генетическим типом отложений. Термин «турбидит» широко и наряду с отложениями «суспензионных течений» используется в мировой литературе. Он был введен, вероятно, Д. Джонсоном в 1939 г. как «turbidity current», т. е. «мутявое течение».

Турбидитам и сходным образованиям посвятили свои работы, если не считать классических монографий по кавказскому флишу Н. Б. Вассоевича, И. В. Хворова, О. С. Вялов, П. В. Маркевич, Б. А. Марковский и О. И. Супруненко, С. Л. Афанасьев, Н. В. Логвиненко, С. И. Романовский, О. К. Леонтьев, Г. А. Сафьянов, М. Г. Леонов, С. Джулински, Д. Е. Гершанович и Б. И. Котенев. Историю их изучения до 1971 г. подробно осветил В. В. Лонгинов [21], а позже Г. Э. Рейнек и И. Б. Сингх [31].

В настоящее время выяснен почти непрерывный ряд гравитационных процессов под водой, начинающийся с оползней — обвалов и кончающийся мутьевыми потоками малой плотности. Собственно турбидитные течения находятся в середине ряда и в свою очередь представляют достаточно сложный спектр спазматических процессов — от грязекаменных (debris flow, или mass flow), зерновых (grain flow) потоков до высокоплотностных сильно глинистых, часто в значительной мере взвешенных турбидитных течений. Грязекаменные потоки аналогичны селям на суше и связаны незаметным переходом с оползнями — потоками. Песчаные, или зерновые, потоки более специфичны под водой. Турбидитные потоки являются, вероятно, подводным аналогом русловых потоков на суше [21] и осуществляют ту же литодинамическую и морфологическую работу. Если искать более близкий аналог на суше, то им оказывается пролювий, динамика формирования которого и морфологические свойства накоплений почти идентичны подводным турбидитам разных типов (см. ниже). В. В. Лонгинов [21, с. 111, 116, 129 и др.], разделяя грязевые и суспензионные (мутявые) потоки, указывает тем не менее на трудность проведения четкой границы между течением вязких жидкостей (водной суспензии или суспензионного потока) и течением пластических масс типа грязевых потоков или селей. Он считает возможным на настоящем, еще начальном этапе изучения физической природы всех разновидностей суспензионных течений, ограничиться весьма общим их определением «как гравитационных течений водной суспензии твердых частиц, распространяющихся в воде, обладающей меньшей плотностью, чем суспензия» [21, с. 11 и 129]. Он отмечает, что генетически, т. е. по инициальной энергии они гравитационные, но вместе с тем имеют общее и с гидрогенными процессами, так как значительная их часть совершается через посредство промежуточного агента — воды или суспензии, и турбидитные течения переносят большую часть материала аналогично обычным донным потокам.

На основании изучения материалов по разрывам морских и океанских кабелей связи и опробования осадков в глубоководных конусах выноса установлены некоторые основные параметры суспензионных потоков, их большая скорость, достигающая у выхода из

каньона 20—75 км/ч и более (т. е. 5—20 м/с и более), большая мощность (толщина) — до 100—200 м, распространение на сотни и возможно тысячи километров; ширина варьирует от нескольких километров до десятков и по фронту конуса — сотен километров; плотность в потоке сильно изменчива — вероятно от 1,7 г/см³ (плотность разжиженного оползня — потока) до 1,1 г/см³ и менее. При концентрации выше 500 г/л суспензионный поток, по Ф. Кюену (1965 г.), переходит в грязевой, скользящий по дну как единое целое. В природных потоках скорость всегда достаточна для поддержания концентрации около 500 г/л, т. е. полной емкости потока. При меньшей исходной концентрации он будет эродировать дно, что также имеет место. Однако характерно для турбидитов — пронос песка во взвеси над илистым дном, остающимся на определенном отрезке, не эродированным и даже не взмученным, что так четко видно во флише. Все это дает право представить турбидиты как динамические аналоги снежных лавин: как и последние, а может быть и в большей степени, они переносятся по взвеси, характеризуются большой турбулентностью, взвешивающей переносимый материал, что усиливается эффектом автосуспензии, ускоряющим поток (над наклонным — в пределе до весьма пологого уклона — до 0,001 — дном взвешенные частицы, опускаясь на более низкие энергетические уровни, при движении потока сообщают ему дополнительную энергию). Как и снежная лавина, мутьевой суспензионный поток то скатывается по уклону и эродирует дно, то взвешивается целиком или большей своей верхней частью и проходит путь без эрозии.

Известны турбидиты почти любого литологического состава: карбонатные, кремневые, глинистые, граувакковые (седиментокластовые, вулканитовые и смешанные), существенно кварцевые (кульм Тюрингии и Гарца), тефроидные и др. Но все они имеют один план строения в разрезе и на площади, свидетельствующий о едином механизме образования (рис. 23, 24). Смена гранулометрических типов в элементарном турбидите, внутренних и подошвенных текстур, органических остатков и других литологических признаков подчиняется этой главной схеме (см. рис. 23 и 24). Размер обломков в целом закономерно уменьшается от подошвы турбидитного многослоя к кровле, что получило название градационной сортировки, или градационной слоистости (graded bedding). Одновременно улучшается и сортировка. В основании (Т_а — рис. 23, или Т₁ — рис. 24) — собственно градационный элемент — несортированные наиболее грубые накопления, в которых фрагменты в десятки сантиметров и первые метры (олистолисты из фрагментов внутриформационных слоев) соседствуют со щебнем, дресвой, песком, алевритом и пелитом, играющим роль заполнителя, отложенного одновременно с крупными обломками. Выше постепенно, но обычно быстро сменяет нижний ламинарный зернистый элемент (Т_б или Т₂) — четко горизонтально слоистые сортированные песчаники, в которых слабая градационность присуща как всему слою, так и слойкам, причем в последнем случае она более контрастная. Третий элемент (Т_в или Т₃) песчаный или алевритовый, постепенно сменяющий подстилающий, отличающийся от него большей тонкозернистостью и, главное, мелкой косой

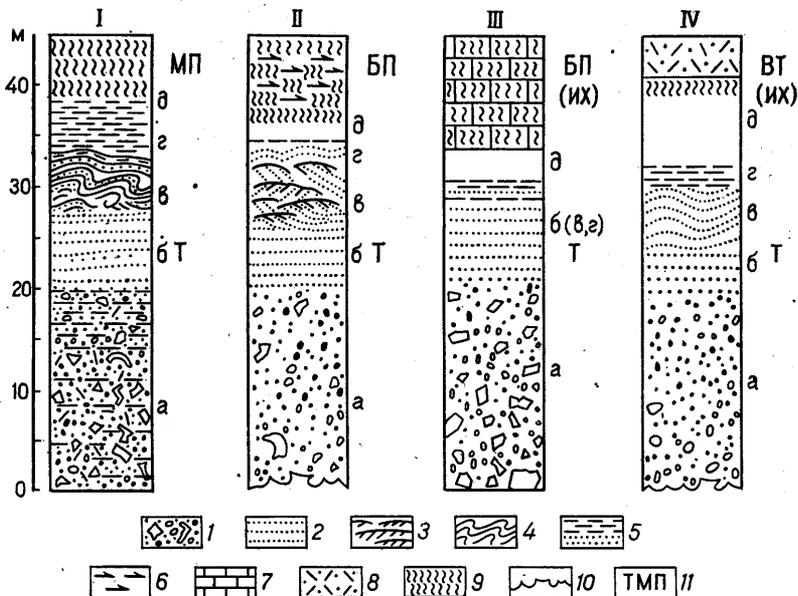


Рис. 23. Флишевые циклиты: I — терригенный песчано-глинистый таврической серии (триас—нижняя юра) Крыма, II — вулканитово-диатомитовый эоцена Командорских островов, III — известняковый верхнего мела Большого Кавказа и IV — терригенно-туфовый палеоцена Восточного Кавказа

1 — мусорные (хлидолиты) песчаники, дресвяники и брекчии; 2 — песчаники сортированные ламинарные; 3 — мелко-косослоистые песчаники; 4 — конволютная слоистость (оползневые нарушения); 5 — алевролиты; 6 — диатомиты; 7 — планктоногенные известняки; 8 — туф вулканический; 9 — ихнитолиты или биотурбиты; 10 — подшошвенные механоглифы; 11 — генетические типы отложений: Т — турбиты с элементами по А. Н. Боуму (а, б, в, г, д, см. рис. 24), ИХ — ихнитолиты, МП — механогенные пелагические, БП — биогенные пелагические, ВТ — туф вулканический. Не заштриховано — непереработанный илоседами пелитовый осадок

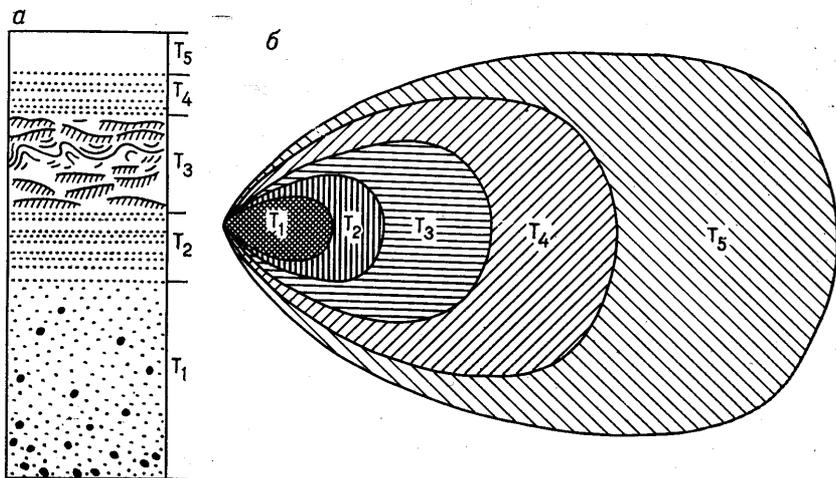


Рис. 24. Элементы турбидита (T_1 — T_5) и их распространение на площади от устья каньона. По А. Н. Боуму (1964 г.)

или косоволнистой слоистостью рьяи течения, часто осложненный оползневой слоистостью (конволютная слоистость). Выше (T_4 или T_4) — верхний ламинарный элемент, в основном алевритовый, средне или хорошо сортированный с постепенно затухающей слоистостью и увеличивающейся глинистостью, и, наконец (T_5 или T_5) — верхний, пелитовый неслоистый элемент, несущий сверху ходы илоедов или переработанный ими нацело (горизонты ихнитолитов или биотурбитов — миллиметровой и сантиметровой мощности). Выше в циклите обычно присутствует резко отличающийся нетурбидитовый элемент — пелагические, планктоногенные (известковые, кремневые), т. е. фоновые или туфовые отложения. По последним часто развивается монтмориллонитовая глина или они полностью перерабатываются илоедами. В той же последовательности элементы турбидитной части циклита, по схеме А. Боума (1962, 1964, 1972 г.), выклиниваются от вершины конуса к его периферическим дистальным частям. Однако эта горизонтальная последовательность в полной мере осуществляется значительно более редко, чем вертикальная, хотя и та, и другая довольно правильны как наиболее полная идеальная схема.

Строение глубоководных конусов, достигающих размеров в сотни и тысячи километров, сложное, что отражает не только разнообразие динамических процессов их формирования, но и длительную историю развития обширных областей и океана в целом, в частности эвстатические колебания его уровня. Выделяются верхняя (приустьевая по отношению к каньону), средняя, или основная, и периферическая, или дистальная, части конуса. В строении первой значительная доля принадлежит отложениям грязекаменных грубообломочных и зерновых песчаных потоков, в средней — песчаные и алевро-пелитовые элементы примерно поровну слагают конус, а периферическая представлена наиболее тонкими, часто рассматриваемыми как «настоящие», турбидитами с преобладанием алевро-пелитового и тонко-мелкопесчаного материала и с большей долей участия планктоногенных фоновых отложений, которые их затем и замещают фациально. В строении конусов принимают участие и контуриты, и оползневые и обвально-осыпные отложения.

Для понимания процесса накопления турбидитов важно знать их детальное строение и состав, которые наблюдались автором во всех флишевых и нефлишевых формациях — от архея до современных. Наиболее типичные известковые турбидиты флиша мела и палеогена Кавказа детально изучены Н. Б. Вассоевичем, В. А. Гроссгеймом и С. Л. Афанасьевым. Состав варьирует от почти чисто известковых до известково-терригенных, мощность циклитов 5—50 см, реже она достигает 1—2 м и еще реже, в фации дикого флиша, до 20—25 м, что можно видеть, например, на Килизинском выступе по западному берегу Каспийского моря в свите Кемчи (турон). В этих сверхмощных циклитах нижняя большая часть (20 м и более) сложена чистыми моноклититовыми известняковыми брекчиями и конглобрекчиями с обломками до 10—20 см, несортированными, неслоистыми, часто довольно сгруженными (очевидно, обвально-осыпными преимущественно), с небольшим содержанием (10—15 %) мелкозема. Ме-

нее мощные и менее грубые конгломерато-брекчии и гравелито-дресвяники содержат мелкозема до 40—50 %, что указывает на их перенос в виде грязекаменных потоков типа селей, может быть лишь несколько более взвешенных. Верхняя часть таких циклитов с мощными брекчиями в основании маломощна (0,1—1,0 м) и сложена ламинарными, т. е. тонко-горизонтально-слоистыми известняковыми гравелито-дресвяниками и песчаниками, в слоях (5—0,2 см) ритмично варьирующими от грубо- до мелко- и тонкозернистых. Более тонкие осадки, видимо, не отлагались в этой головной части конуса, а отлагались дальше; если они и были отложены, то вторым потоком — эродированы.

В нормальных (5—50 см) флишевых циклитах развиты все элементы (см. рис. 23, 24), хотя и здесь нередко выпадает косослоистый элемент и слой с конволютной слоистостью. В нижнем несортированном градационном элементе при его мощности свыше 20 см наблюдаются блюдцеобразные текстуры — результат отжима больших масс воды, захваченной при лавинообразном накоплении, что указывает на быстрое, практически мгновенное отложение всего слоя и на коллоидно-суспензионное состояние переносимой взвеси. На подошве песчаных слоев, залегающих здесь в основании циклита, обычны знаки — механоглифы и биоглифы. Из первых наиболее часты язычковые валики, направленные острыми концами в одну сторону — против породившего их течения: это слепки борозд разрыва струями течения, которое в данном месте касалось дна. Они позволяют определить направление течения (то южное, то северное) и расположение суши, поставившей материал. Чтобы нести знак, пелитовый элемент кровли турбидита должен быть несколько уплотненным, на что требовалось довольно длительное (до сотен лет) время. Следовательно, быстрое отложение турбидита сменялось длительными перерывами в осадконакоплении. Однако пелитовый слой часто сохранял свою пластичность, на что указывают знаки нагрузки и глиняный диапиризм; в чисто карбонатном флише они редки, а в более терригенном и глинистом (палеоген) — обычны. Заполняющий углубления песчаный материал своим весом продавливает их глубже и выжимает глину из соседних участков, на которых постепенно формируются глиняные клинья, внедряющиеся снизу вверх в песчаный слой, который нередко расчленяется на будины, часто принимаемые за тектонические. Расчленение песчаного слоя также указывает на его рыхлость. Фоновые отложения представлены планктоногенными известняками (0—20 см, реже до 0,5 м) и зелеными некарбонатными глинами, развившимися по тонкому алевритопелитовому туфу. Между турбидитами и фоновыми отложениями часто развиты ихнитолиты или биотурбиты (0,5—5 см), особенно контрастные, если ходы заполнены зеленой глиной. Турбидиты ассоциируются также с контуритами и подводным хемозлювием — панцирями, или твердым дном. В палеогеновом терригенном флише, например в районе Анапы, многочисленны «крученые песчаники» с весьма сложной конволютной слоистостью, являющейся результатом оплывания крутых склонов крупной (высотой до 10—15 см) ряби течения под динамическим воздействием потока в момент отло-

жения или несколько позже. В этом флише обычен глиняный диопиризм.

Органические остатки весьма разнообразны. В нижней части циклитов часто встречаются биокласты и целые раковины шельфовых моллюсков, гастропод, фораминифер, криноидей и других беспозвоночных, нередко и в наше время еще смущающие геологов и заставляющие некоторых из них относить флиш к мелководным или прибрежно-морским отложениям. Закономерное изменение состава органических остатков, а именно, преимущественное нахождение скелетного детрита прибрежно-морских форм в нижних элементах циклитов, смешанный характер фауны в средних и верхних и планктонные и глубоководные формы в кровле, также трактуется нередко как признак трансгрессии. Следовавшие за ними регрессии якобы не оставляли следа в виде соответствующих отложений, хотя всегда сохраняются от обязательного в этих случаях перемива тонкие, пелитовые элементы циклитов. Это не только противоречит всем реальным особенностям отложений, ясно указывающим на постоянную большую глубину, но и является нарушением общего закона «меры вещей»: чтобы обеспечить соответствующую смену фаций, надо допустить частые сверхкатастрофические (с амплитудой до 1 км и более) поднятия и опускания, что явно невозможно.

Терригенный флиш — самый распространенный, слагающий геосинклинали не менее чем наполовину. Архейский флиш в 1973 г. изучался автором в Австралии, на Западно-Австралийском щите в районе Калгурли. При неглубоком метаморфизме (стадия зеленых сланцев) и при отсутствии динамометаморфизма он сохранил все первичные текстурно-структурные особенности: форму зерен, градационную слоистость; слоистость ряби течений и конволютные ее нарушения, «мусорность» нижнего неградационного элемента с крупными (свыше 1 м) фрагментами сингенетичных отложений, часто прихотливо изогнутыми и отложившимися в явно неустойчивом положении. Это указывает на мгновенность отложения всей массы мусорного слоя — общее свойство всех турбидитов. В более метаморфизованных зонах развивается «обратная» градационность: в верхнем первично глинистом элементе вырастают крупные (до 1 см) порфиробласты ставролита и других кристаллов, из-за чего верх циклита может быть ошибочно принят за низ.

Классическим типом терригенного песчано-глинистого флиша являются таврическая серия Крыма (верхний триас — нижняя юра, свыше 2,5 км), на 60—70 % сложенная аргиллитами и глинистыми алевролитами (см. рис. 11), кульм (нижний карбон) Тюрингии и Гарца, обычно рассматривающийся как аспидная формация (содержит глины до 80—90 %) и разрабатываемая как кровельные сланцы, нижняя и средняя юра осевой зоны Большого Кавказа и др. Вулканитовый флиш описан автором из отложений нижнего девона Урала, мела, палеогена и миоцена Курильских и Командорских островов, во многих прогибах Тасманийской геосинклинали Австралии и на Новой Гвинее. На Курилах флиш содержит большое число олистостромов мощностью до 100 м (см. рис. 12), мощных толщ обвальнo-осыпных отложений (до 250 м), нередко пронизан кластиче-

скими нептуническими дайками и sillами (до 70% объема соответствующих крупных, в сотни метров, выходов), а мощные нижние элементы циклитов (часто до 0,5—2 м и более) отличаются нередко исключительной мусорностью, большим участием фрагментов синхронных отложений, их хаотичным расположением и сильным глиняным диапиризмом. Фоновые отложения (до 30—40% объема) — белые диатомиты, опоки и кислые туфы. Они нередко переоткладываются и в виде обломков и обрывков захороняются в несортированных базальных отложениях циклитов. В районе с. Преображенского на о-ве Медном (Командоры) в эоцене (жировская свита) широко развиты тефроидные турбидиты базальтового состава, формирующиеся за счет переотложения подводной тефры толеитовых базальтов и гиалокластитов того же возраста.

Турбидиты и близкие к ним отложения — одни из наиболее распространенных типов морских накоплений, формирующих к тому же самые мощные толщи подвижных зон Земли: геосинклинальные, рифтовые, окраинно-океанические. Хотя к ним редко приурочиваются месторождения полезных ископаемых (в Тихоокеанском поясе обнаружены в диатомитовом флише месторождения нефти), их значение велико — показатель геодинамического режима, рельефа, расположения суши, ее состава, а также климата. Это объясняет интерес к ним геологов разных специальностей.

Поскольку существуют промежуточные типы накоплений между коллювиальными и мутьевыми малой плотности, целесообразно различать турбидиты в узком и широком смысле. Первые — отложенные существенно илистыми суспензионными потоками высокой плотности, обычно перемещающиеся по подводным каньонам и за их пределами во взвешенном состоянии и характеризующиеся не грубым песчано-алеврито-глинистым составом и небольшой мощностью (вероятно, в основном менее 1 м или даже менее 0,5 м); вторые — селеноподобными грязекаменными или щебнистыми потоками (до 5—10 м и, вероятно, более); песчаными, или зерновыми потоками, возникающими нередко в самом конусе как флюксотурбидиты — продукты разжижения песчаных слоев конуса и прорыва их через глинистое покрытие; они образуют также песчаные sillы и дайки.

Диагностические признаки, которые у всех типов турбидитов отражают спазматичность, взвешенность и быстроту их мобилизации, перемещения и накопления, определены и ясно выражены, поэтому эти отложения используются как генетические реперы. Основными признаками являются: 1) неразрывность (тесная связь, выраженная постепенными переходами) элементов, начиная от грубых в подошве до пелитовых в кровле, — свидетельство одноактности отложения многослоя, состоящего из 3—5 и более литотипов, и практически его мгновенности, поскольку грубые элементы не могут долго удерживаться во взвеси или в виде пластически перемещающегося тела, а тесно связанные с ними тонкие элементы отлагались непосредственно вслед за грубыми в первые же часы; 2) градационность зерен — уменьшение величины зерна обломков от подошвы к кровле и в элементах, особенно в нижнем, собственно градационном — указывает на отложение из взвеси; 3) господство горизонтальной сло-

истости, свидетельствующей о быстрых течениях в придонном слое и об отложении из взвеси, и нехарактерность косой или ее резкая подчиненность и малые размеры; таким образом донное перемещение материала по типу обычных течений было подчиненным; 4) обилие мелкозема и, как правило, значительное содержание глинистой фракции — матрицы или заполнителя, отложившегося вместе с грубыми обломками и зернами; 5) несортированность, мусорность отложений, особенно нижнего элемента; верхние и средние сортированы умеренно или хорошо; 6) неустойчивое положение грубых обломков, их обычная слабая сгруженность, наличие малотранспортабельных литокластов, часто прихотливо изогнутых — свидетельство спазматичности мобилизации, переноса во взвешенном состоянии и мгновенном отложении всей массы слоя; 7) подошвенные механоглифы, биоглифы, в кровле ихнитолиты и твердое дно — свидетельства динамики потока и перерыва в осадконакоплении; 8) глиняный диапиризм, блюдцеобразные текстуры и другие подтверждения водонасыщенности и пластичности осадков и динамической и статической нагрузки; 9) преобладание мелководной фауны в большей нижней части или во всем циклите и наличие смешанной или только глубоководной, чаще планктонной фауны и флоры сверху; растительные остатки, часто весьма обильные, в виде детрита; 10) нехарактерность врезания и в целом слабая эрозионность — несомненный знак взвешенности потока и даже его отстояния от дна на некотором расстоянии; 11) перекрытие турбидитов фоновыми, обычными для данной зоны моря, постоянно накапливающимися отложениями — пелагическими терригенными из мутного слоя малой плотности (нефелоидные отложения по Ф. А. Щербакову, 1978 г.), планктогенными органическими — глобигериновыми или кокколитовыми известковыми, диатомовыми и радиоляриевыми кремневыми, а также туфами, чаще всего пепловыми, превращающимися обычно в бескарбонатную зеленоватую монтмориллонитовую глину; фоновые отложения накапливаются чрезвычайно медленно, нередко поэтому перерабатываются илоедами или физико-химическими процессами в другие типы подводного элювия; 12) нептунические песчаные или дресвяные дайки и силлы, часто весьма обильные, становящиеся формациеобразующими. К этим признакам следует добавить подчиненность турбидитов крупному конусу накопления, веерообразная форма которого и границы устанавливаются, однако, не непосредственно, а в результате детальных стратиграфических исследований.

Наличие турбидитов в разрезе указывает на резкую неравномерность осадконакопления во времени: основная часть флишевой формации (50—100 % ее мощности) — турбидиты — накапливается практически мгновенно, и все время сконденсировано в пелагическом элементе или в типах элювия, хотя они имеют ничтожно малую суммарную мощность в формации.

ТИХОВОДНАЯ МЕХАНОГЕННАЯ ГРУППА

Механогенные отложения спокойных, или застойных вод тиховодной группы накапливаются в лагунной, шельфовой и пелагиче-

ской зонах морей и поэтому подразделяются на три типа: лагунные, западинно-шельфовые и пелагические. Хотя чисто динамически они во многом идентичны друг другу, форма накоплений различна, что и позволяет рассматривать их как самостоятельные генетические типы. Они играют важную, нередко формацтеобразующую роль в строении осадочного чехла морей и представляют интерес как нефтегазопроизводящие, или нефтематеринские отложения. С ними связано и формирование некоторых рудных месторождений, например, сидеритовых (аален, тоар, байос Дагестана и др.) или урановых.

Лагунные отложения формируются в береговой зоне моря в изолированных его частях — лагунах, мелких заливах, эстуариях и т. д. — за счет терригенного вноса реками наиболее тонкого, алеврито-пелитового материала, в меньшей степени — за счет приноса прибоем и морскими течениями морского материала. Для большей части терригенных компонентов как минеральных, так и органических лагунная зона оказывается конечным водоемом стока, и в нем поэтому отлагается весь приносимый материал, включая рудные, малые и рассеянные элементы, которые имеют высокий кларк концентрации в глинистых осадках. При обилии реакционноспособного органического вещества происходит энергичное перераспределение и концентрации этих элементов на стадиях сингенеза и диагенеза, нередко создаются месторождения сидеритов и других руд.

Широко распространенные на поверхности Земли современные лагунные отложения четко отражают климат суши и ее типы седиментогенеза: сероцветный гумидный и красноцветный аридный. Эти климатические варианты генетического типа отличаются интенсивностью редукционных процессов, в целом весьма высокой. Слоистость тонкая, нередко сезонная, выраженная миллиметровыми и микропрослойками алеврита, песка, или скрытая, выявляющаяся как листоватая текстура параллельным расположением растительных и других органических остатков, как правило, хорошей сохранности и минеральных новообразований, не нарушается илоедами.

Древние лагунные механогенные отложения распространены в молассовых, шлировых и других прибрежно-морских формациях. В дельтовых отложениях юры Дагестана они представлены пачками (1—20 м и более) тонкослоистых темно-серых глин и аргиллитов с пластовыми, эллипсоидальными и сфероидальными сидеритами, часто занимающими до 10—20 % объема пачки. Залегают как в кровле циклотем, так и в подпочве углей, выше песков дельтовых рукавов. В относительно грубых песчано-глинистых лагунных осадках обильна ихтиофауна и образуются ихтиолиты мощностью до 0,8 м. Многие горючие сланцы, например, диктионемовые в Прибалтике (пакерортский горизонт нижнего ордовика) — лагунные отложения, обогащенные (до 20 % и несколько более) планктонным органическим веществом.

Западинно-шельфовые отложения — как терригенные, так и известковые биодетритовые, алеврито-пелитовые и тонкопесчаные, обычно обогащенные органическим веществом, с сидеритом, анкеритом, сульфидами железа, фосфатами, глауконитом, шамозитом, иногда сильно известковые, с тонкой миллиметровой горизонталь-

ной слоистостью, нередко нарушенной ходами илоедов, с органическими остатками хорошей сохранности. Песчаники также часто горизонтальнослоистые [39, табл. XVI e и др.]. Обычны ходы илоедов и горизонты ихнитолитов. Характерен парагенез с другими шельфовыми отложениями. Заключают месторождения сидеритов. Отложения данного типа широко распространены в древних толщах преимущественно на платформах. В нижнеордовикских оболочках песках Прибалтики они представлены тонкозернистыми песками и их переслаиванием с глинами с тонкими створками оболитид. Несомненно их участие в составе карбонатных толщ палеозоя Русской и других платформ, в особенности вблизи рифовых построек, зарифовых морях типа Кораллового моря Австралии. Здесь за счет механической абразии карбонатных построек и при поедании ила крабами и другими беспозвоночными образуются огромные скопления тонкого шлама, который захороняется также на шельфе в его западинах или обширных зонах дна с застойным режимом. Западинно-шельфовые отложения часто являются нефтематеринскими.

Пелагические отложения образуются на континентальном склоне, его подножии и на океанском дне как гемипелагические глины, или глины переходного типа. По происхождению материал терригенный, прошедший транзитом шельф. Однако значительна роль и ремобилизованного на шельфе и склонах, включая и карбонатный, а также органогенно-кремневый. Разносится он волнением, поверхностными и донными, а также промежуточными течениями, суспензионными потоками малой плотности, нередко выпадает из нефелоидного (мутного) придонного слоя. На континентальном склоне накапливается батиальный синий, или точнее, зеленовато-серый ил пелитового и алевроито-пелитового состава с довольно высоким содержанием органического вещества, обеспечивающим интенсивные редукционные процессы в илу на глубинах менее 1 м и образование сульфидов. Гемипелагические илы западной и восточной окраин Тихого океана обогащены аморфным биогенным, в основном диатомовым, кремнеземом (до 26 %) и нередко слабо карбонатны (до 5 %) также за счет планктонного раковинного материала. Слоистость тонкая, обычно слабо выраженная. В илах по периферии океанических котловин незначительно участие тонкопесчано-алевритовых зерен. Наоборот, вулканические стекла, как рассеянные, так и образующие прослойки и линзочки, обычны. Уже более значительна окисленность осадков, цвет их палевый и шоколадный, иной комплекс аутигенных минералов, в котором смешаны глауконит, сульфиды и гидроокислы железа и марганца, что отличает их от батиальных, и позволило Н. С. Скорняковой и И. О. Мурдмаа в 1968 г. назвать эти глины гемипелагическими, а Н. А. Лисицыной и Г. Ю. Бутузовой в 1979 г. — глинами переходного типа (переходные к эвделлагическим, или красным глинам).

Пелагические терригенные отложения широко распространены в геосинклинальных формациях и обычны в перикратонных прогибах. К ним относятся глинистые и алевроито-глинистые пачки и толщи нефлишевых отложений юры и нижнего мела Кавказа, которые еще можно как аспидные противопоставлять глинистому флишу.

Для них характерно резкое преобладание (80—90 %) глинистых пород, незначительное участие зернистых, в основном алевритовых, распределенных менее регулярно, чем во флише. Впрочем, они могут быть в значительной мере дистальными турбидитами, о чем свидетельствуют большая (до 1—1,5 км) мощность и геохимическое тождество с флишем этих прогибов. Они обогащены S_{org} (1,5—3 %), сульфидами железа, сидеритом, нередок и кальцит. Фауна редкая, планктонная и нектонная. Сходными признаками обладают многие толщи глинистой майкопской серии (олигоцен — нижний миоцен) Северного Кавказа, Предкавказья и Закавказья, глинистые пачки сакмарской свиты силура и ряда свит девона Магнитогорского мега-синклинория Южного Урала, также ассоциирующиеся с турбидитами, от которых отделяются в значительной мере условно.

МАРИНО-ГЛЯЦИАЛЬНАЯ ГРУППА

Марино-гляциальная группа объединяет морские ледниковые и ледовые отложения. Первые включают два генетических типа: 1) собственно ледниковые, или морские (подводные) морены (акваморены, акватиллы, акватиллиты) и 2) айсберговые отложения; вторые представлены, по-видимому, одним типом — отложениями льда берегового припая, с которыми, вероятно, целесообразно объединить и отложения речных льдов и назвать тип общим термином «припайные отложения». Современные марино-гляциальные отложения освещены А. П. Лисицыным [17 и др.], Ю. А. Лаврушиным, а плейстоценовые — Е. В. Рухиной [35 и др.] и др.

Подводные морены, или акваморены, как и на суше, образуются путем вытаивания минерального материала из ледника в пределах его сплошного распространения, в данном случае на шельфе, что объясняет название «шельфовые морены», предложенное Е. В. Рухиной (1973 г.). Они распространены вокруг Антарктиды, Гренландии и других островов с современным оледенением, но малодоступны для изучения. Обычно эту область подразделяют на две зоны: в первой ледник лежит на шельфовых осадках, глубина, по Ю. А. Лаврушину (1976 г.), — первые десятки метров, у берегов Шпицбергена — до 20 м, во второй (у Шпицбергена над глубинами в 20—50 м) ледник находится на плаву. Далее располагается зона айсбергов. Морены в первых двух зонах различаются режимом и условиями образования. В первой процесс аналогичен образованию донной, или основной морены на суше, и поэтому возникающая морена мало чем отличается от субазальной, она лишь подстилается морскими отложениями. Во второй зоне материал осаждается через слой воды, что приводит к некоторой сортировке и отмытости, намечающейся слоистости, меньшей плотности, отсутствию ориентировки больших камней, параллельному расположению уплощенных обломков, а плоско-выпуклых — плоской стороной вверх, неперееотложению морской фауны, а также к отсутствию связи с подстилающими породами и осадками, отсутствию абляционных морен и флювиогляциальных отложений [35, с. 49, 50].

Морские плейстоценовые морены установлены на северо-востоке европейской части СССР (Печорская низменность) и в Западной Сибири (К. К. Марков, В. А. Зубаков, И. Д. Данилов), на Кольском полуострове (Н. Н. Верзилин), в США и других местах.

Морские морены, или морские тиллиты раннепермского возраста широко распространены в Австралии и на Тасмании (рис. 25, 26), не только вблизи современных побережий на западе (города Перт, Карнарвон), севере (бассейн Бонапарт), востоке (Сиднейский бассейн и др.) и юге (г. Аделаида, штаты — Виктория и Тасмания), но и заходят далеко в глубь материка (бассейны Каннинг, Оффисер и др.). Они имеют сакмарский, позднеартгинский или кунгурский, а также казанский возраст. Тиллиты серые, темно-серые, реже коричневатые, суглинистые или существенно песчаные, неслоистые или с неясной слоистостью, с рассеянными глыбами, щебенкой, валунами и галькой общим содержанием обычно не более 10%, т. е. порфирокластической структуры, несортированные (микститы) и с самой слабой, реже с заметной сортировкой, с сидеритом, анкеритом, доломитом и кальцитом в цементе, с такими же эллипсоидальными, шаровыми, линзовидными и пластовыми конкрециями, с толстостенными раковинами морских двустворок *Euridesma* и брахиопод из группы спириферид, находящимися чаще всего по периферии морен, в кровле иногда с ходами илоедов мощностью в среднем 3—10 м. Максимальный размер глыб 3 м, а в однообразных континентальных моренах встречены валуны до 6 м (район Аделаиды). Преобладают неокатанные камни, многие из которых В. А. Гостиним отнесены к коренным выходам пород нижнего и среднего палеозоя, расположенным в десятках километров и ближе от современного нахождения камней. Встречаются и экзотические эрратические валуны, не известные по коренным выходам в Австралии и Тасмании. Основной центр разноса валунов падает на акваторию Южного океана, располагающуюся в сотнях километров южнее Аделаиды и западнее Тасмании. Изредка валуны несут ледниковую штриховку и шрамы (см. рис. 26) или отполированы с двух — трех сторон. Встречаются и утгообразные валуны, один из которых посчастливилось найти автору. Он хранится в коллекции Лаборатории литологии МГУ.

Позднепалеозойское оледенение Австралии доказывается комплексом других признаков: 1) широким распространением глендонитов — псевдоморфоз сидерита и кальцита по кристаллам глауберита, образующимся в мерзлых осадках; 2) низкими палеотемпературами (7,7 °C), определенными по изотопному составу кислорода в кальците раковин эвридесм; 3) холоднолюбивыми фауной и флорой; 4) слабым развитием химического выветривания, что выражается и свежей поверхностью зерен, неотличимой часто от свежего скола; 5) ассоциацией с другими ледово-морскими отложениями — айсберговыми, припайными, морозно-солифлюкционными (см. рис. 13); 6) оледенением на суше с типичными моренами, флювио- и лимногляциальными отложениями того же возраста и тех же этапов; 7) развитием во многих местах на суше скального ледникового ложа с интенсивной шлифовкой, с глубокими (до 0,3—0,5 м) прямолинейными бороздами шириной до 0,5—2 м и также отполированными,



Рис. 25. Подводная морена с ходами илоедов. Артинский ярус, г. Алладалла, 200 км к югу от Сиднея

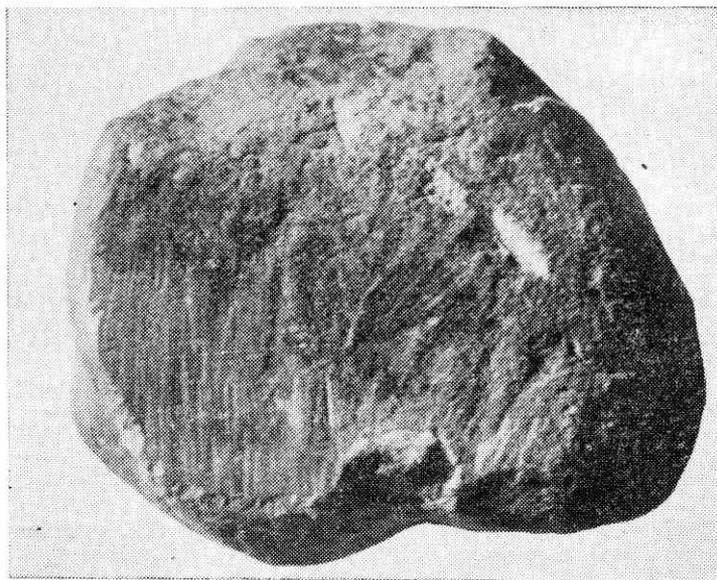


Рис. 26. Валун с ледниковой штриховкой и полировкой. Артинский ярус, г. Алладалла, 200 км к югу от Сиднея

оставленными как на горизонтальной, так и на крутой поверхности склона и стенок каньонов, с ледниковыми зарубками; 8) расположением материка между 60 и 80° ю. ш. (по палеомагнитным измерениям Ирвинга и Перри магматических пород пермского возраста) и другими признаками.

Морены залегают на песчано-глинистых прибрежно-морских и более удаленных от берега шельфовых отложениях с рассеянными эрратическими валунами и местными глыбами, вытаявшими из льда и упавшими в осадок, который они деформируют. Границы морены резкие, не эрозионные или более постепенные. Вмещающие породы — часто продукты перемыва морен (древние палимпсестовые отложения). Количество пермских тиллитовых горизонтов в Австралии достигает нескольких десятков, и они большею частью сосредоточены в сакмарском ярусе [в штате Виктория (Бахус-Марш) их 51, на западном побережье более 5, в Тасмании — 9].

Подводные морены, как и другие марино-гляциальные отложения — исключительно ценный документ прошлой климатической зональности, расположения участков суши и тектонического плана. Они также необходимы для стратиграфических построений.

Айсберговые отложения тоже образуются вытаяванием из ледника того же материала, который формирует морены. Различие в способе образования сводится к тому, что этот материал проходит толщу воды, иногда значительную (до километров) и потому в той или иной мере дифференцируется. Последнее выражается в удалении тонкого, пелитового и алевритового, а иногда и песчаного материала. Это проявлялось уже при образовании морен из всплывшего ледника на шельфе, которые можно рассматривать как переходные накопления, но все же еще близкие к моренам — вероятно из-за того, что толща воды, через которую опускается материал, небольшая и течения под сплошным ледяным панцирем менее активны.

На шельфе айсберговые отложения распространены лоскутно, уступая по площади моренам. Но уже у внешнего края шельфа и далее на континентальном склоне, его подножии и океанском дне они преобладают. «Айсберговые осадки, состоящие почти исключительно из осадочного материала, перенесенного айсбергами, в том числе и из грубообломочного, распространены вокруг Антарктиды сплошным поясом шириной от 300 до 1000—1200 км. Именно в этой зоне идет разгрузка их основной части от моренного материала» [17, с. 119]. «Айсберговые осадки здесь песчано-алеврито-глинистые с рассеянными камнями (крупнее 2 мм), содержащимися в среднем в количестве 100 кг/м³, что отвечает 8-процентному содержанию в осадке. Но таково содержание камней в морене, не измененной сортировкой, что позволяет считать не только крупные камни, но и мелкозем, их вмещающий (песок и алевропелит, если он не вымыт), также ледниковым, айсберговым. На поднятиях вследствие конденсации айсберговые отложения более песчанисты и каменисты» [17, с. 120].

«Айсберговые отложения обычно серые и темно-серые, гранулометрически — песчаные микститы, нередко — песчано-алевритовые

и пелито-алевро-песчаные, без сортировки или с плохой сортировкой. Коэффициент сортировки по Траску S_0 только каменного материала (крупнее 1 мм) всегда больше 2, нередко достигая 40, а медианный диаметр равен 43 мм. Окатанность практически отсутствует или очень низкая. Находка каменных обломков со следами окатанности в области ледового седиментогенеза Антарктики — явление исключительное» [17, с. 120]. Этим айсберговый материал четко отличается от припайного. Поверхность обломков шероховатая — это поверхность свежего излома породы, что также отличает их от обломков припайных отложений, которые имеют гладкую, часто полированную поверхность обломков. Каменного материала больше на шельфе, песчаный преобладает на континентальном склоне (до 50—70%), а пелитовый начинает господствовать на континентальном подножии. Он представлен тонкодисперсными кварцем и полевыми шпатами, а из глинистых минералов — лишь иллитом и хлоритом. Поступления пелитового материала из других климатических зон сюда просто не происходит. Ледовый пелитовый материал оценивается А. П. Лисицыным как главный в южном полушарии. Айсберговые отложения обладают слоистостью, то неясной, то четкой тонкой. Естественно слоистость горизонтальная. Обычны морская фауна и диатомеи и морские аутигенные минералы: карбонаты, сульфиды, фосфаты, кремнезем и др.

Помимо плейстоценовых и плиоценовых в океане древние айсберговые отложения известны в нижнепермских морских отложениях Австралии. Это серые и темно-серые разнородные сильно алевритовые пески с рассеянными камнями (до 2 м) практически без следов окатывания, с редкими валунами, с неясной горизонтальной слоистостью, с раковинами двустворок и брахиопод, с известковым цементом мощностью 0,5—3 м и более. Нередко встречаются камни в вертикальном положении, внедрившиеся в осадок и деформировавшие его. Гляциодислокаций нет. Состав материала аналогичен моренному.

В эпохи максимальных оледенений в плиоцен-плейстоценовое время антарктический айсберговый материал проникал далеко на север в области низких широт и доходил до 30° ю. ш., т. е. до континентального уступа Африки и Австралии и до 30—35° с. ш. в Атлантическом океане (до широт Испании) и Тихом. Максимальная мощность четвертичных отложений в Беринговом море около 400 м, и они А. П. Лисицыным практически целиком отнесены к ледовым, как айсберговым, так и припайным. Все это показывает широкое распространение айсберговых отложений как в современных, так и в древних океанских образованиях, и их выявление — одна из важнейших задач генетического анализа. Историко-геологическая их ценность не только в документировании климатических палеозон, но и циркуляции течений в океанах и само подтверждение существования и расположения океанов.

Припайные отложения, как и айсберговые, образуются путем вытаивания из плавающего льда, но льда не материкового оледенения, а сезонного или многолетнего пакового, морского или речного. При замерзании у берегов лед ассимилирует пляжевый

песчаный и галечный, нередко и пелитовый материал и весной и летом отдает его в акваториях морей и океанов. «Сходство динамики формирования определяет и тождество структур, текстур, положения валунов, возможности попадания морской фауны, морского аутигенного минералообразования и др., за исключением существенной стороны структуры: у айсберговых сортировка и окатанность практически отсутствовали, у припайных они весьма характерны. Для Охотского моря средняя окатанность из 10 тыс. анализов оказалась у припайного материала равной 2,91 (по пятибалльной шкале), для Берингова (15 тыс. определений) от 3 до 3,5, для северной части Тихого океана (97 анализов) — 2,90, что близко к окатанности пляжевого материала тех же районов, а также для Черного и Балтийского морей» [17, с. 131]. Поверхность галек и песчинок припайного материала гладкая, часто полированная.

Заметны отличия в гранулометрическом составе. «Медианные диаметры у припайных меньше сравнительно с айсберговыми: соответственно 5 и 25 мм. Для Берингова моря (85 станций) $M_d=9,9$ мм. Для сравнения — галечный материал пляжа Охотского моря на протяжении 250 км имеет $M_d=10-30$, Кавказа — 15—30 мм» [17, с. 131 и др.]. В целом, как и в айсберговых отложениях, размер обломков уменьшается от берегов к центральному частям морей и океанов, что не совсем понятно. Сортировка, определенная по кумулятивному кривым, оказалась высокой. «Для Берингова моря (150 анализов) $S_0=1,2$ (что равно сортировке пляжевого материала Черного моря — 1,1—2,5), Охотского — 1,2—3,2, Калифорнии — 1,13—2,14» [17, с. 131]. В целом сортировка морского припайного материала более высокая, чем у айсбергового и речного: так, средний коэффициент сортировки по Траску для Миссисипи и других рек Северной Америки равен 3,18.

Дальность разнота припайного материала однолетними льдами — 300—500 км, в отдельных случаях (западная часть Охотского моря с наиболее суровыми условиями) — 1000 км, а паковых, т. е. многолетних морских льдов, в Северном Ледовитом океане — многие тысячи километров. Поэтому припайный материал встречается в центральных частях океана на глубинах до 6—10 тыс. м — во всех типах осадков. Содержание каменных обломков варьирует от 0,5—1 кг/м³ (менее 1% от осадка) до 1000—1200 кг/м³ (до 75%). Максимальные содержания падают на моря со льдами в течение 7—9 месяцев в году. Эта гляциальная зональность накладывается на циркумконтинентальную; чем дальше льды уходят от берега, тем меньше они содержат и отлагают припайного материала. А. П. Лисицын наряду с обширными полями, являющимися практически фоном, выделяет узкие пояса таяния льдов, совпадающие с фронтами встречи холодных и теплых течений. Это разгрузочные зоны. Например, между Гренландией и Шпицбергом ежегодно тает 12 700 км³ льдов Северного Ледовитого океана, а всего в северной части Гольфстрима тает более 20 000 км³ льдов в год, что близко к суммарному жидкому стоку рек Земли (36 000 км³/год). «Длительная разгрузка льдов в этом районе приводит к образованию на дне необычных участков с повышенными скоростями седиментации и мощностью осадочной толщи,

а в ряде случаев — к возникновению обширных седиментационных поднятий» [17, с. 130].

Припайные отложения широко распространены в пермских морских толщах Австралии и Тасмании, где они нередко ассоциируются с подводными моренами и айсберговыми отложениями, но встречаются и в удалении от них по разрезу. Это указывает на сезонность климата и отсутствие оледенения, по крайней мере вблизи данного района моря. Весь разрез нижней перми буквально «заражен» эрратическими валунами и отдельными глыбами, что указывает на практически постоянно холодный климат в течение всей ранней перми. Преобладание окатанных галек и валунов среди рассеянных включений — точное свидетельство припайного материала. Гальки и валуны в неперекрытых припайных отложениях вмещаются хорошо сортированными, часто крупнозернистыми неслоистыми или горизонтально слоистыми песками с раковинами морских двустворок и брахиопод, с известковым цементом. Мощность 0,2—2 м. Количество галек и валунов 1—50 %, реже больше, что чаще всего связано с конденсацией при перемывании. Встречаются валунные мостовые. Размер валунов меньше 1 м. Часты «уроненные камни» («dropped stone», или «dropstone»), т. е. вытаявшие одиночные валуны и гальки, которые нередко внедряются в рыхлый осадок и деформируют его, а сами остаются в неустойчивом вертикальном положении. Обычны и некрепкие, выветрелые валуны, которые могли быть перенесены только в мерзлом состоянии.

Припайные отложения образуются и в умеренных поясах Земли, например, на Северном Каспии, где четко выражена сезонность. Это расширяет область их использования для палеогеографических реконструкций и повышает методическое значение.

ВЫВОДЫ

В морях и океанах формируются почти все динамические аналоги континентальных генетических типов отложений, что объясняется большим динамическим сходством сред и главных процессов механического осадконакопления, управляемого гидродинамикой и силой тяжести, и потому подразделяющегося на гидрогенное и в основном гравитационное [21].

Отличия морских и континентальных типов отложений сводятся не столько к неразвитости под водой некоторых из аналогов (делювия, флювио- и лимногляциальных, субтерральных, некоторых туфовых отложений), сколько иным соотношением основных типов: под водой явно господствуют и становятся более разнообразными флювиальные, волновые и тиховодные отложения, что в первую очередь показывает роль в осадконакоплении большей плотности и динамичности среды, отличающейся высокой энергетичностью, а также разнообразием условий.

Гравитационные коллювиальные накопления, особенно оползни, широко развиты в сейсмических районах, где они постепенно сменяются высокоплотностными потоками вещества — гравитационными течениями, щелнистыми, песчаными потоками и собственно турбиди-

тами. Эти типы отложений лавинной седиментации более чем наполовину слагают геосинклинали и другие подвижные пояса Земли, в частности структуры системы островная дуга — глубоководный желоб, являющиеся современными геосинклиналями.

Хотя волновые отложения приурочены к сравнительно узкой прибреговой зоне, которая из-за высокой энергетичности для большей части материала оказывается транзитной, роль их в строении многих формаций, прежде всего шлировой, велика. В этой зоне значительная часть материала — наиболее крупного и тяжелого — перемещается против действия силы тяжести к берегу, т. е. на более высокие энергетические уровни. При этом формируются ценные россыпные месторождения, в которых концентрируется материал из огромных объемов перерабатываемых в зоне осадков. Экономическое значение их также в коллекторах нефти, газа и воды.

Масштабы марино-гляциальных отложений превосходят наземные их аналоги, и в этом седиментогенезе существенными становятся айсберговые и припайные накопления.

Механогенные отложения в морях и океанах по объему превосходят все другие типы накоплений, вместе взятые.

ПОДВОДНО-ЭЛЮВИАЛЬНЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ И ВЫДЕЛЕНИЯ ЭЛЮВИЯ

Трудно установить первое применение термина «выветривание». Однако уже в XIX в. он широко применялся, а в 70-х годах русский геолог Г. А. Траутшольд ввел термин «элювий» для обозначения генетического типа особых образований, возникших в результате выветривания на суше. С тех пор элювиальный тип экзогенного геологического процесса и его выражение в виде геологического тела — кора выветривания — детально изучаются, что объясняется исключительно большим теоретическим и практическим значением выветривания и его продуктов. Выветривание на суше — основной поставщик осадочного материала, из которого образуется большая часть осадочных пород, в том числе и морских. Оно генерирует бокситы, железные и некоторые другие руды, глины, песок и другие обломочные породы, создает почвы. Климатическая обусловленность процессов и типа выветривания делает его продукты исключительно информативными в палеогеографическом отношении, позволяя наиболее обоснованно восстанавливать климатические типы седиментогенеза и литогенеза, а также состав питающих провинций, нередко к настоящему моменту нацело уничтоженных эрозией или, наоборот, глубокой переработкой, т. е. навсегда исчезнувших из поля фактов.

За последние сто лет выявлены основные типы и продукты континентального выветривания. В изучении вещественного состава и строения древних кор выветривания наиболее значительны достижения советской геологии. В. В. Докучаев разработал учение о почвах как особом генетическом типе континентальных образований, создающемся при решающем участии живого вещества. Более широко

значение последнего в геологических процессах выявил ученик Докучаева В. И. Вернадский. Итогом изучения коры выветривания можно считать две классические работы 1934 г.: «Геохимия процессов гипергенеза» А. Е. Ферсмана и «Кора выветривания» В. В. Польшова. С общих геолого-генетических позиций выветривание и элювий рассмотрены Е. В. Шанцером [42, с. 73—125].

Подводное выветривание изучено менее детально, хотя и оно установлено в конце XIX в. В качестве наиболее бесспорного его продукта обычно рассматривается глауконит, обстоятельно изученный К. Д. Глинкой еще в 1896 г. Им доказано, что глауконит образуется вблизи морского дна по пироксенам и амфиболам, и что частое его перетолжение — свидетельство образования в зоне выветривания. К. Гюмбель десятилетием раньше пришел к близким представлениям, а К. Гуммель в 1922 г. предложил термин для химического выветривания под водой — «гальмиролиз» (от гальмирос — соленый), т. е. преобразование в морской воде. С развитием океанологических исследований как гальмиролитические в 1978 г. Г. С. Хариным и др. изучаются все более многочисленные и разнообразные преобразования базальтов и других пород дна, а также изредка — и преобразования осадков. Однако в последние десятилетия чаще всего все преобразования осадков под водой трактуются как диагенетические. Н. М. Страхов к диагенезу относит даже формирование верхней окисленной зоны осадка и тем самым фактически исключает выделение стадии и зоны выветривания осадков под водой. Зарубежные геологи все преобразования осадков как в подводных, так в субазральных условиях также относят к диагенетическим. Например, доломитизация известковых осадков в лагунно-баровых обстановках, нередко совершающаяся выше уровня моря и идущая при интенсивном обмене вещества с наддонной водой, т. е. в условиях открытой системы или преобразования карбонатных осадков под влиянием вадозных вод, часто сопровождающаяся карстообразованием, обычно трактуется как диагенетические [37 и др.].

Таким образом, хотя возможность подводного выветривания не исключается, но ему отводится незначительная роль — лишь преобразования твердых пород, чаще всего только базальтов, что выражается в разрыхлении и замещении гидроокислами железа. Однако подводное выветривание распространено значительно шире, а его роль в литогенезе несравненно большая, чем признается. Но это зависит от понимания выветривания вообще и подводного — в частности.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

О неблагоприятии понимания выветривания вообще свидетельствует такой, с первого взгляда формальный, факт: многие литологи, оказываясь, не дают его определения. К ним относятся М. С. Швецов, Н. М. Страхов, Г. И. Теодорович и др. Они уклонились от формулировки определения выветривания, вероятно, не случайно, а несомненно из-за сложности задачи, так как сами процессы выветривания рассматривают детально. Действительно, определить выветри-

вание почти так же трудно, как и дать определение осадочным породам вообще. Рассматривая имеющиеся определения, можно установить, что они близки между собой и не полны. «Изменение горных пород на поверхности Земли или близко к ней под влиянием механического и химического воздействия воды, воздуха и организмов называется выветриванием» [33, с. 226]. Анализ последнего и других определений показывает, что процессы выветривания относятся только к горным породам, а возможность выветривания осадков исключается; во всяком случае об этом не упоминается. Кроме того, и преобразования с горными породами в зоне выветривания не целиком относятся к выветриванию, ибо у Л. Б. Рухина [33] в следующем абзаце разъясняется: «Однако было бы ошибочно причислять к нему (выветриванию — В. Ф.) все процессы, происходящие в горных породах в поверхностных горизонтах земной коры. В зоне выветривания имеют место и противодействующие ему процессы окаменения, вызывающие временное уплотнение разрушающихся пород, их цементацию и другие явления, приобретающие ведущее значение не в зоне выветривания, где они имеют явно подчиненное значение, а в зоне формирования осадочных пород». Этим разъяснением пороодообразование в результате выветривания, как видим, исключается, и последнее сводится практически только к разрыхлению, т. е. понимается лишь деградационно. Однако признается тот факт, что и в зоне выветривания происходит уплотнение, цементация, окаменение. Определение, фактически исключая новообразования в итоге выветривания (они относятся к сингенезу), сильно сужает понимание последнего и поэтому не может служить основой для выявления диагностических признаков кор выветривания и выделения соответствующей стадии литогенеза.

Определения зарубежных геологов близки к приведенным выше. Однако из сказанного видно, что выветривание понимается шире, так как в понятие включаются не только процессы разрушения и разложения, но и синтез новых минералов и формирование пород, как рыхлых, так и цементированных. Такое более широкое, чем декларируемое в определениях, понимание выветривания (и, конечно, намного более широкое, чем буквальное значение слова) является общепринятым, так как практически процессы созидательные совершаются одновременно с деструктивными, и они так тесно связаны и переплетены между собой, что разделить их на какие-то стадии можно только искусственно. Следовательно, чтобы определение соответствовало фактическому содержанию понятия выветривания, в него необходимо внести прежде всего уточнение, что оно заключается не только в преобразовании, но и в новообразовании.

Наибольшая трудность при определении выветривания, однако, в другом, а именно в решении вопроса — выветриваются ли осадки? Как было показано выше, в настоящее время большинство геологов, как у нас, так и за рубежом отвечают на него отрицательно, и все изменения только что отложившихся осадков трактуются чаще всего как диагенетические. При этом серьезного обоснования подобной трактовки не приводится. В качестве типичного примера можно привести высказывания крупнейшего знатока морского осад-

конакопления М. В. Кленовой, что железистое выветривание и образование железо-марганцевых корок, пленок и конкреций является одним из процессов, объединяемых общим названием гальмиролиза. К. Гуммель (1922 г.) понимает под этим названием процесс подводного разложения пород, который происходит на границе литосферы и морской гидросферы под действием морской воды. В этом понимании гальмиролиз очень мало отличается от диагенеза, под которым мы понимаем все изменения, претерпеваемые частицами осадка с момента их осаждения на морское дно. Гальмиролиз можно рассматривать, таким образом, как наиболее раннюю стадию диагенеза. Здесь, как это очевидно, морское выветривание отрицается полностью, хотя М. В. Кленова в 1948 г. описывает именно подводное выветривание.

Точка зрения на изменения осадков под влиянием среды образования — воздушной или водной — у основателя советской литологии М. С. Швецова по существу аналогична высказанной М. В. Кленовой: он также относит их все к диагенетическим. Описывая преобразования в субаэральных условиях, названные им экзодиагенезом, он вынужден отметить, что они трудно отличимы от выветривания и происходят в поверхностной среде, которую привыкли рассматривать как зону не формирования, а лишь разрушения пород. Эти процессы настолько отличны от того, что принято называть диагенезом, что их следовало бы назвать особым термином, например, экзодиагенезом — диагенезом в поверхностных условиях. Например, лёсс образуется из пыли (алеурита), откладываемой ветром или текучей водой, а в формировании его как породы принимает участие растительность и скудная атмосферная и почвенная влага, способствующие в определенных климатических условиях не выносу, а отложению карбоната, слабо цементирующего осевший алеурит и придающего ему определенную текстуру. Единственным основанием для отнесения преобразований лёссового осадка к диагенетическим послужило здесь отверждение, т. е. чисто внешний процесс. Все другие процессы и их комплекс — это процессы выветривания, и с этим согласны почвоведы, ибо во многом лёссообразование — это почвообразование, т. е. элювиальный процесс, который не исключает и отвердевания. И с более общих историко-геологических позиций мы также не можем не признать, что здесь имеет место типичный элювиальный процесс, только выветриваются не породы, а осадки.

К такому же решению мы приходим, анализируя конкретные физические, химические и биологические процессы, хотя вообще говоря, этот узкий подход (со стороны элементарных процессов) чаще приводит к заблуждениям. Так, М. С. Швецов считает, что процессы диагенеза (включая и экзодиагенез) при всем своем различии в разных условиях, обычно вследствие обезвоживания (высушивания), незначительного сдавливания, небольших химических изменений и перекристаллизации делают осадок, первоначально пылеватый, рассыпающийся или текучий, если не совсем твердым, то все же более связным (лёсс, глина, песок). Но все эти изменения более характерны не для верхней зоны осадков, а для расположенных глубже (обезвоживание, сдавливание, перекристаллизация и др.). Происхо-

дит таким образом подмена предмета обсуждения. М. С. Швецов, раскрывая понимание сути изменений в поверхностной зоне осадков, считает, что продукты процессов экзодиагенеза иногда трудно отграничить от не подвергшихся переносу и осаждению продуктов выветривания. Эти образования (элювиальные накопления) иногда считают породами, несмотря на то, что они не проходили стадию диагенеза. В действительности обычно после выветривания, а частью одновременно с выветриванием, они все же подвергаются на месте хотя бы в слабой степени процессам экзодиагенеза, уплотняющим их и придающим им большую связность (например, первичный каолин, бентонит и латерит). Из сказанного неправильно было бы делать вывод, что выветривание и экзодиагенез — одно и то же. Как правило, выветривание — процесс разрыхляющий и разрушающий уже существующую породу и превращающий ее в скопление часто почти не связанного материала, а экзодиагенез — процесс, превращающий отложившийся рыхлый осадок в породу, обычно делающий жидкий или рыхлый материал связным или даже твердым. Таким образом, М. С. Швецовым не устанавливаются существенные отличия экзодиагенеза от выветривания, и их разграничение становится субъективным, что признает автор. Разве можно в процессе формирования каолина или латерита так же, как и лёсса, различить что-то от выветривания, а что-то от диагенеза? Это единый процесс не только в геологическом, но и в конкретно физико-химическом или литогенетическом отношении. Следовательно, при чисто литологическом подходе, когда ориентируются на отдельные процессы и изменения физических свойств, вопрос разграничения выветривания и диагенеза не решается.

Ограниченность подобного подхода убедительно доказана Е. В. Шанцером [42, с. 75—77] при анализе представлений Б. Б. Польшова и И. И. Гинзбурга, полностью не изменивших свой взгляд на образование коры выветривания как на чисто физико-химический процесс, стадийно протекающий, а на элювий — только «как на скопление остатков разрушения и разложения некогда прочных горных пород, как на их своего рода геологические руины» [42, с. 77]. Имея в виду критикуемое понимание выветривания, Е. В. Шанцер приходит к выводу, что этот термин не способен охватить весь сложный комплекс процессов формирования коры выветривания, и поэтому называет его элювиальным процессом, или элювиогенезом. В нем он различает [42, с. 81] «по крайней мере четыре тесно взаимосвязанные группы явлений: 1) собственно выветривание в его обычном понимании, т. е. разрушение и «разложение» исходного вещества материнских горных пород с образованием продуктов выветривания, 2) частичный вынос и перераспределение подвижных продуктов выветривания в формирующейся элювиальной толще с образованием зон выщелачивания и зон инфильтрации, или вмывания, сопровождаемое частичной цементацией последних, возникновением различных стяжений, конкреций, кристаллических новообразований и т. п., 3) взаимодействие продуктов выветривания друг с другом в ходе их миграции, сопровождающееся синтезом новых минералов, 4) метасоматическое замещение первичных минералов материнских

пород и вторичных элювиальных образований продуктами выветривания».

Перечисленные Е. В. Шанцером четыре группы процессов настолько тесно связаны друг с другом во времени и пространстве и неотделимы друг от друга, что они действительно составляют единый более сложный процесс, который с равным правом можно называть как выветриванием, так и элювиальным процессом. Последний не сводится только к деградации состава и строения материнских пород, но и предусматривает образование (синтез) новых минералов и пород. Породообразование, таким образом, не есть результат только диагенеза. Оно осуществляется также и при выветривании и нередко — при седиментогенезе (биогермные известняки и т. п.). Что касается квалификации экзогенных преобразований осадков, то Е. В. Шанцер [42, с. 100—111] склоняется, хотя и не с полной уверенностью, к точке зрения М. С. Швецова и трактует их как субаэральный диагенез. К такому выводу можно было прийти, вероятно, только потому, что вместо общего историко-геологического подхода Е. В. Шанцер применил здесь литогенетический, справедливо им раскрытываемый при характеристике взглядов на выветривание Б. Б. Польшова и И. И. Гинзбурга. В самом деле, трактуя превращение осадков в породы только как диагенез, можно и в «недрах» выветривания увидеть диагенез, поскольку и на этой стадии образуются породы. Но тогда как диагенез можно понимать и стадию накопления, потому что и на этой стадии образуются породы (рифовые, строматолитовые известняки и др.). При таком подходе все смежные стадии литогенеза, — собственно седиментогенез, выветривание, или сингенез, и диагенез, — как глубоко взаимопроникающие друг в друга можно разделять только искусственно, так как теряется объективная основа их разграничения.

Поэтому точка зрения Н. М. Страхова (1960 г.), подтверждающая отнесение субаэральных преобразований осадков к выветриванию, несомненно, более естественная и обоснованная. Они, по его мнению, не имеют ничего общего с диагенезом и в точности отвечают выветриванию и почвообразованию. И действительно, почвообразование, которое никто еще не относил к диагенезу, развивается как на горных породах, так и на свежих осадках и даже нередко предпочтительнее на последних. В данном случае Н. М. Страхов руководствуется общим историко-геологическим подходом, при котором выветривание предстает не как частный процесс изменения пород, а как необходимое звено в общей цепи преобразования вещества Земли в экзогенных условиях и приспособления к ним. Стадия выветривания осадков, более или менее длительно приостанавливающая наступление диагенеза, может смениться последним лишь после того, как осадки будут перекрыты более или менее мощным пластом новых отложений, предохраняющих их от воздействия гипергенных агентов. Из этого, несомненно, видно, что решающими для Н. М. Страхова в данном вопросе являются не конкретные физические, химические или биологические процессы и не их литогенетический эффект, а термодинамический характер преобразований — и прежде всего открытость или закрытость системы от среды осадко-

накопления. Выветривание протекает при решающем влиянии среды, т. е. в условиях открытой системы; диагенез наступает только после изоляции от среды осадкообразования, по крайней мере существенной.

Подобный термодинамический подход естественно должен быть применен и для понимания подводного осадкообразования, чтобы также объективно и убедительно классифицировать изменения осадков. Однако здесь Н. М. Страхов, изменяя себе, следует иным путем: то, что в субаэральных условиях отнесено им к выветриванию, в субаквальных — к диагенезу. В этом вопросе Л. Б. Рухин [33, с. 292] более последователен: «Процессы диагенеза происходят в среде, потерявшей непосредственную связь со средой отложения и обычно заметно отличающейся от нее своими физико-химическими особенностями». Это сказано о подводном преобразовании осадков, начальную стадию которого Л. Б. Рухин назвал весьма точно сингенезом.

Таким образом выветривание понимается весьма различно, и эти различия выражаются прежде всего в широте понятий, варьирующих от весьма узких (М. С. Швецов и др.) до неоправданно широких (Б. Б. Полынов). На базе узких определений, отражающих и узкий, литогенетический или физико-химический подход, не удается удовлетворительно разграничить выветривание и диагенез, и сами определения оказываются неполными. Поскольку выветривание часто является результатом весьма длительных и важных этапов геологического развития больших областей, наиболее правильно и полно оно может быть понято и определено лишь с общих историко-геологических позиций. Такой подход позволяет (и заставляет) видеть в выветривании сложный комплекс экзогенных процессов, отражающих реакцию литосферы — горных пород и осадков — на атмосферу и гидросферу, к условиям которых они вынуждены приспосабливаться физико-химически. Тип (минеральный состав, стратификация), мощность и распространенность на площади кор выветривания отчетливо зависят от климата и длительности экспонирования (определяемого тектоническими условиями), что бесспорно указывает на главное условие выветривания — открытость системы. Действительно, связь со средой отложения осадка — основное и определяющее условие выветривания. Все изменения осадков и пород в условиях открытой системы относятся к выветриванию. Последнему, таким образом, подвергаются как породы, так и осадки. Продуктами выветривания являются как рыхлые образования, так и твердые горные породы, как водные, так и безводные соединения. Породообразование, которое часто называют более узким термином «диагенез», происходит на разных стадиях: редко в седиментогенезе, более часто при выветривании, обычно же при диагенезе. Породообразование не сводится к диагенезу. В качестве признака диагенеза его недостаточно; а если иметь в виду лишь твердую породу, то и не необходимо. Диагенез как стадия преобразования вещества литосферы (обычно — осадков) в иных сравнительно с выветриванием (или гипергенезом) геологических и термодинамических условиях, по сравнению с породообразованием — более узкое и выделяе-

мое по другим основаниям понятие. Породообразование выделяется литогенетически, т. е. главным образом по физико-химическим признакам, диагенез — термодинамически, именно прежде всего по существенной закрытости системы от среды осадконакопления.

Итак, выветривание можно определить как открытую динамическую систему механических, физических, химических и биологических процессов преобразования и новообразования горных пород и осадков в условиях поверхностной части литосферы. Диагенез соответственно определяется как существенно закрытая от среды осадконакопления динамическая система физико-химических процессов преобразования осадков и реже пород в условиях поверхностной части стратисферы. Основным содержанием диагенеза становится образование горных пород из осадков.

Выветривание накладывается на горные породы и осадки, предшествует переносу, осадконакоплению и диагенезу; последним оно часто сменяется с глубиной. Диагенез сменяет с глубиной стадии осадконакопления (при его большой скорости) и выветривания (при весьма замедленном осадконакоплении) и в свою очередь сменяется катагенезом.

ПОДВОДНЫЙ ЭЛЮВИЙ И ЕГО КЛАССИФИКАЦИЯ

На морском дне неравновесны по отношению к наддонной воде как горные породы, так и осадки, и поэтому при достаточной длительности экспонирования выветриваются и те и другие. Однако конкретное проявление выветривания остается малоизученным, а нередко вообще отрицается. Н. М. Страхов считает диагенетическими все преобразования осадков под водой, включая и формирование верхней окислительной зоны, хотя убедительно доказывает, что не только она, но и глубже расположенная редуцирующая зона находится в условиях интенсивного обмена с наддонной водой, т. е. представляет собой открытую систему. Такой разный подход к морскому литогенезу сравнительно с субаэральным отражает непоследовательность понимания, которая остается непреодоленной со времени резко раздельного изучения морских и континентальных отложений.

Л. Б. Рухин [33, с. 290—292], наоборот, подчеркивает резкое различие верхней окислительной и ниже расположенной восстановительной зон и относит их к разным стадиям литогенеза — сингенезу и диагенезу. «Игнорирование сингенеза недопустимо для литолога, так как этот процесс дает яркую характеристику среды отложения, в частности показывает степень насыщенности вод материнских бассейнов карбонатами, восстановительный или окислительный характер вод и др.» [33, с. 291]. Таким образом он допускает принадлежность к сингенезу и восстановительной зоны, вероятно, в случаях типа Черноморского бассейна. Критерием разделения служат не определенные физико-химические параметры среды, а общий термодинамический характер зон — открытость или закрытость системы по отношению к наддонной воде. «Физико-химическая обстановка сингенеза почти одинакова со средой отложения осадка. Во

время диагенеза осадки уже изолированы от среды отложения более молодыми слоями, тяжесть которых несколько повышает давление» [33, с. 289]. «Сингенез существует в природе как одна из важнейших форм проявления взаимоотношения осадка и среды отложения» [33, с. 291]. Л. Б. Рухин фактически характеризует сингенез как подводное выветривание, но тем не менее противопоставляет его выветриванию. Вероятно, в этом сказался литогенетический или чисто физико-химический подход и одностороннее понимание выветривания.

Многие геологи считают, что подводное выветривание должно быть, но затрудняются ответить, в чем оно конкретно состоит. Автор термина «гальмиролиз» К. Гуммель, как известно, понимал под ним процессы химического подводного разложения под влиянием кислорода, органического вещества, температуры и бактерий в окислительной среде и образовании новых минералов. Понятие подводного выветривания несколько шире, так как включает и физико-механическую переработку осадков на месте. Например, в Геологическом словаре (1973 г.) подводное выветривание определяется как совокупность процессов механического, химического и биохимического преобразования (разрушения) минеральных зерен и горных пород на поверхности дна водоемов. Его синонимом считается гальмиролиз. Последний как синоним подводного выветривания употреблен не совсем корректно в более пространном значении, так как его автор не включал в него механическое преобразование. В определении, вероятно, он не решился прямо сказать, что под водой выветриваются и осадки, но косвенно это имеется в виду, поскольку отмечается, что выветриваются не только горные породы, но и минеральные зерна, которые в виде отдельных частиц могут быть только в осадках. В качестве продуктов выветривания перечисляются глинистые минералы, цеолиты, карбонаты, гидроокислы железа и марганца и вторичный (за счет окисления сульфидов) гипс.

Изучение современных и древних морских отложений показывает широкое распространение подводного элювия и разнообразие его типов. Поскольку последние имеют своих аналогов или, точнее, гомологов среди типов субаэрального элювия, процессы их образования должны быть сходными. И действительно, под водой как частные, так и комплексные процессы преобразования осадков и пород во многом аналогичны субаэральным. Это прежде всего растворение (которое почему-то упускается из виду), гидратация, гидролиз силикатов и органического вещества, окисление, карбонатизация, выщелачивание, восстановление, синтез силикатов и других минералов, метасоматоз. Все процессы сопровождаются обменом с наддонной водой. Биохимическая бактериальная переработка дополняется механической, совершаемой илоедами, что аналогично переработке почвы дождевыми червями. Широко распространена механическая переработка — как дезинтеграция пород и образование каменистых развалов, так и вымывание тонкого и легкого осадка и конденсация на месте валунов, песчинок, оолитов, конкреций, костей и т. п., т. е. образование подводного перлювия. В процессе выветривания пород и осадков идет не только их разрыхление, но и цементация и обра-

зование твердых горных пород. Многие из них гомологичны панцирям или кирасам субаэрального элювия и бронируют участки дна твердой коркой толщиной до 0,5—1,0 м. Сходство процессов выветривания и типов элювия на суше и под водой кажется на первый взгляд неправдоподобным, поскольку так разительно отличны среды. Но реальность сходства элювия, как и других типов отложений, заставляет признать, что атмосфера и гидросфера во многом тождественны, если иметь в виду осадконакопление. Это проявляется прежде всего в динамике сред, а также в составе активных химических компонентов и жизни.

Итак, динамическую систему механических, физических, химических и биологических процессов преобразования и новообразования донных осадков и пород в условиях открытой по отношению к наддонной воде системы можно по аналогии с субаэральным выветриванием именовать подводным выветриванием. Гальмиролизом правильнее называть лишь химическое выветривание под водой, включая в него и биохимические преобразования. Зона подводного выветривания охватывает верхний слой осадка с окислительной средой, где идет сингенез Л. Б. Рухина, и ниже расположенный слой с резко восстановительной средой, поскольку в нем интенсивно развивается жизнь, в том числе аэробные бактерии. В водоемах типа Черного моря, в которых восстановительные условия господствуют и в наддонной воде, весь верхний слой осадка восстановительный; выветривание целиком происходит без доступа кислорода.

Система типов подводного элювия создавалась в основном на ископаемом материале, но с привлечением актуалистических наблюдений преимущественно по субаэральному выветриванию. Это позволило за основу типизации принять комплексные элювиальные процессы, объединяющиеся единой геологической формой накоплений: 1) физическую дезинтеграцию твердых горных пород или полуствердевших осадков, 2) конденсирование крупных или тяжелых фрагментов осадка при вымывании тонкого материала, т. е. перлювиальный процесс, 3) поедание осадка червями и другими беспозвоночными и иные способы его биомеханической биопереработки, 4) отверждение дна и образование панциря, нередко весьма крепкого, и, наконец, 5) химическое или биохимическое перерождение осадка или породы, в значительной или большей степени метасоматического характера. Последний тип процесса более разнороден и объединяет образование глауконитовых или шамозитовых пород, глинизацию или цеолитизацию туфов, доломитизацию известняков или раздоломичивание и другие процессы, которые в рамках геолого-генетической типизации правильнее рассматривать все же как литогенетические подтипы единого типа хемозэлювия или гальмиролититов.

Каждому из этих пяти типов элювиальных процессов, которые в рамках данного генетического анализа можно считать элементарными, отвечает определенный тип элювия, отражающий тот или иной господствующий способ формирования. В том же порядке это: 1) каменистые развалы, 2) горизонты конденсации, или перлювий, 3) ихнитолиты или биотурбиты, 4) твердое дно или панцири и 5) собственно хемозэлювий или гальмиролититы (см. табл. 2). Выявлен-

ные и изученные типы подводного элювия по принципу обратной связи помогли уточнить и дополнить систему типов субаэрального элювия, в котором выделяются все аналоги или гомологи подводного: 1) каменные развалы, 2) перлювий, 3) почвы, 4) панцири или кирасы и 5) собственно хемозлювий.

По сходству способа образования генетические типы объединяются в генетические группы физического, биологического и химического элювия, или, более кратко, в группы физэлювия, биоэлювия и хемозлювия.

ФИЗИЧЕСКИЙ ЭЛЮВИЙ

Группа физического элювия представлена двумя типами: каменными развалами и горизонтами конденсации, или перлювием.

Каменные развалы — топографически неперемещенные остаточные продукты физической дезинтеграции пород дна и затвердевших осадков. Они чаще всего возникают на поверхности лавовых потоков, затвердевшем известковом дне, вершинах коралловых рифов и подводных банок и гайотов. Встречаются на всех подводных возвышенностях и банках в Эгейском и Средиземном морях и в Атлантическом океане к северу от Канарских островов (банки Ампер, Сен, Дасия, Консепсьон и др.). Это несортированные глыбовые и разнощебенчатые базальтовые брекчии, обломки которых несут на себе, казалось бы, взаимоисключающие признаки: остроугольность и закругленность углов, свежие сколы и значительную выветрелость и т. д. Способы расчленения пока известны в общем виде: это — гидродинамика, разнообразное биологическое проникновение в породу и химическое разложение ослабленных и трещиноватых зон. Вероятно играют роль и пленочная вода, и температурные колебания. Достоверных данных о мощностях каменистого покрова современного морского дна нет. Чаще всего они менее 1 м.

В ископаемых развалах под водой (рис. 27—30) они также редко превосходят 1 м, например, в нижней части датских серпуло-мшанково-криноидных известняков в Крыму по рекам Кача, Бодрак и др. Известняковые каменные развалы более 1 м часты в данково-лебежанских слоях северного склона Воронежской антеклизы, например, по р. Красивая Меча от г. Ефремова до с. Шилово и далее вниз по течению до д. Сухотинка, сел Мечнянка и Хомяково. Здесь в толще мощностью в 25—30 м не менее 5—7 горизонтов известняковых брекчий — каменистых развалов мощностью свыше 10 см каждый. Они прослеживаются на километры и ассоциируются с другими типами подводного элювия (ихтинолитами, панцирями, гальмиролитами) и отложениями лагун, баров, западин и прибрежного мелководья со строматолитовыми биостромами. Способ расчленения — комплексный биохимический (сверления и образование ризолитов и другой системы ходов, вертикальных и горизонтальных), физический (растворение и замещение) и механический гидродинамический. Щебенка брекчии — чаще всего целики первичного осадка и породы без существенного изменения положения и перемещения. Промежутки между ними заполнены более мелкой брекчией и дресвяником или глауконитом.

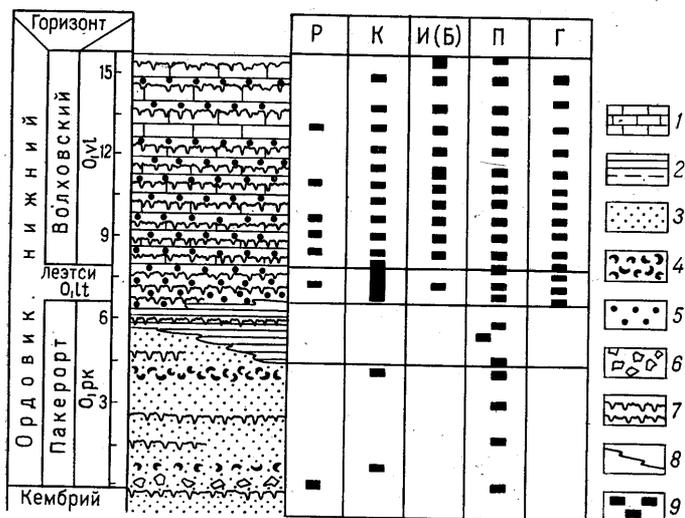


Рис. 27. Типы подводного элювия в нижнем ордовике Прибалтики

1 — известняк; 2 — глина и алевроит; 3 — песок; 4 — ракушняк из створок оболрид; 5 — глауко-нититы; 6 — брекчия — каменный развал (Р); 7 — твердое дно или панцири (П); 8 — фаг-иальное замещение; 9 — расположение тивов элювия: К — горизонты конденсации, И (Б) — их-нитолиты или биотурбиты, Г — гальмиролиты

Чаще всего расчленению подвергаются панцири или твердое дно. Но нередко видно, как панцири развиваются сепаратно и по отчлененным фрагментам и не только сверху, но и с боков щебенок. Это свидетельствует, что процесс отвердения и панциреобразования продолжался и при расчленении и после. Щебенка не только окисляется, становится розовой, но она покрывается марганцевой пленкой и фосфатизируется.

Как и другие типы элювия, каменные развалы документируют перерывы осадконакопления или сильное его замедление и кроме того, как правило, — активную гидродинамику. Помимо палеогеографического они имеют большое стратиграфическое значение: по ним выделяются весьма дробные подразделения и могут прослеживаться границы крупных региональных единиц. Диагностическими признаками являются моноклитовый состав, неотчлененность некоторых фрагментов от коренного массива, признаки непереотложенности (нетранспортабельность фрагментов, их сложные контуры, весьма острые выступы и т. д.), сочетания острых углов с закругленными и, естественно, неокатанность, несортированность и неслоистость.

Горизонты конденсации, или перлювий — топографически перемещенные скопления остаточных компонентов осадка при его перемыывании донными течениями и волнением. Они распространены значительно шире каменных развалов и мощность их достигает десятков метров. Например, пласт палеогеновых зернистых фосфоритов в Джебель-Онк (Восточный Алжир) имеет мощность 37 м. Он образовался путем постоянной, периодически прерываю-

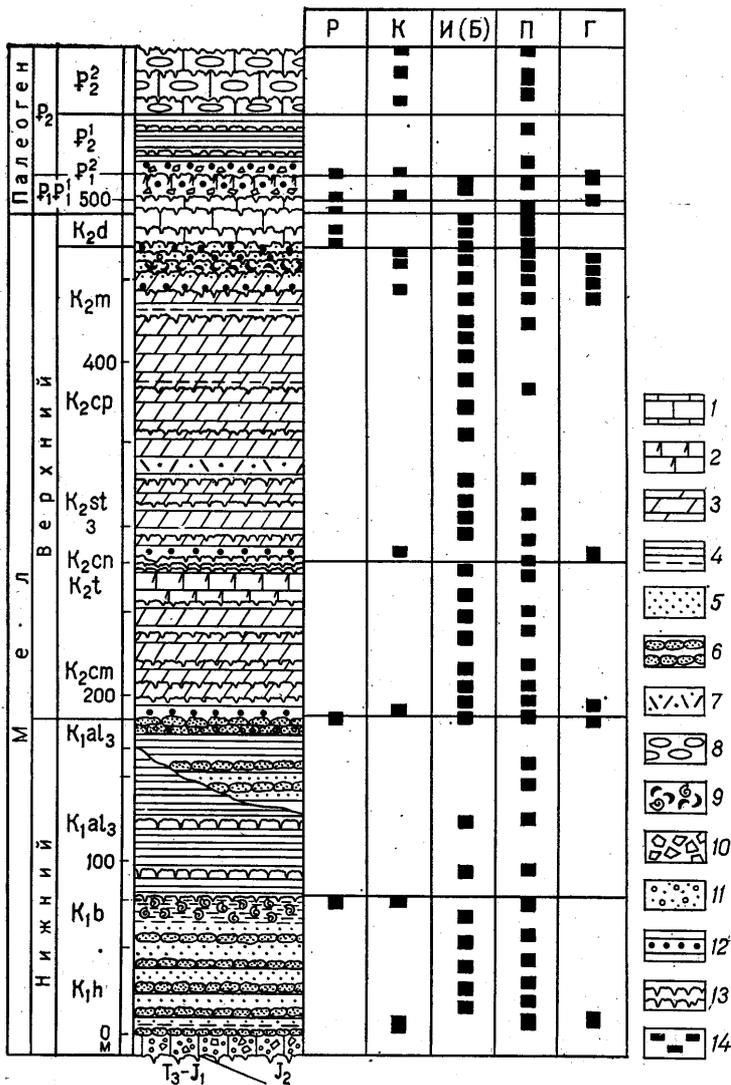


Рис. 28. Типы подводного элювия в мелу и нижнем палеогене Крыма

1-2 — известняк (1 — крепкий, 2 — мелоподобный); 3 — мергель; 4 — глина и алевроит; 5 — песок; 6 — песчаник узловатый; 7 — туф; 8 — нуммулиты; 9 — ракушняк; 10 — брекчия сингенетическая (Р — развал); 11 — галька и конгломерат; 12 — глаукониты; 13 — панцири (П); 14 — расположение генетических типов элювия: К — горизонты конденсации, И (Б) — ихнитолиты или биотурбиты, Г — гальмиролиты

щейся конденсации мелких конкреций и оолитов фосфата в обстановке пролива. Таковы и другие месторождения фосфоритов Марокко, Алжира, Туниса, кембрийские фосфориты Каратау (Казахстан) и Австралии, позднеюрские и меловые фосфориты Русской платформы. Перемывание и конденсирование на месте полезного компонента (более крупного или тяжелого) становится рудообразу-

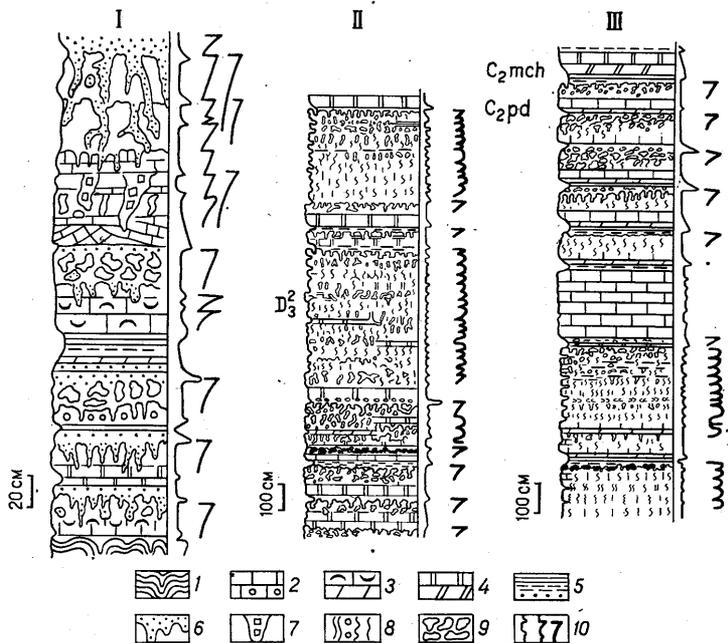


Рис. 29. Элювиальные циклиты палеозойских карбонатных отложений Русской платформы: I и II — верхний девон Центрального Девонского поля; по р. Красивая Меча (I) и р. Зуше у г. Мценска (II), III — средний карбон в Подольском карьере

1 — строматолит; 2 — известняк с ходами илюедов; 3 — известняки биодетритовые и мергели; 4 — доломит и доломитовый мергель; 5 — глины, алевроиты и глауконититы; 6 — ризолиты в панцирях; 7 — нептунические (кластические) дайки; 8 — ихнитолиты; 9 — брекчии карбонатные — развалы; 10 — седиментационные и элювиальные циклиты

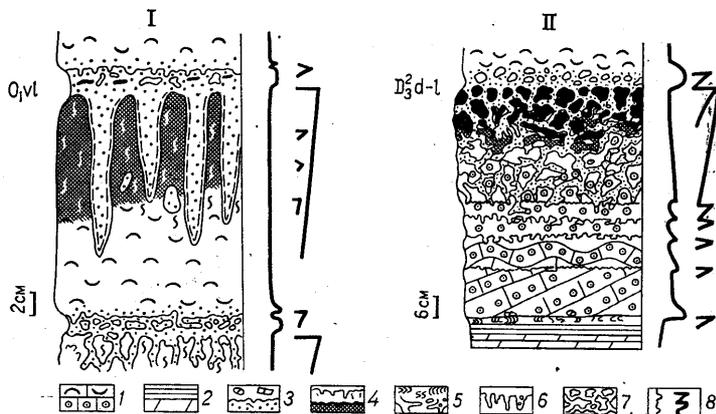


Рис. 30. Элювиальные циклиты (деталь рис. 29): I — волховский горизонт нижнего ордовика Прибалтики, р. Луга, II — данково-лебединские слои верхнего девона, р. Красивая Меча, д. Сухогинка

1 — известняки биодетритовые и оолитовые; 2 — глина, мергель; 3 — брекчии карбонатная — развал; 4 — панцири (темные — ожелезненные); 5 — ихнитолиты; 6 — ризолиты карбонатные и глауконитовые; 7 — развалы панциря; 8 — циклограммы седиментационная и элювиальная

ющим процессом не только для зернистых и желваковых, но и биоморфных (костяных брекчий, створковых) фосфоритов, сидеритов и россыпей тяжелых минералов. В значительной степени сконденсированными оказывается грубообломочный материал ледового разности, в особенности на поднятиях, а также валунные накопления (мостовые) по берегам Балтийского, Белого и других морей области плестоценового оледенения. В последнем случае тонкий песчаноглинистый материал вымывается и в настоящее время, т. е. процесс продолжается в течение 10 тыс. лет. Конденсирование при перебивании участвует при формировании ракушняковых накоплений, горизонтов железо-марганцевых конкреций и глауконититов.

Леэтинский глауконит (до 1,2—1,5 м) нижнего ордовика Прибалтики, сложенный первично округлыми шарообразными и эллипсоидальными (сплюснутыми) агрегатами (0,1—1,0 мм), накапливался при неоднократных перебиваниях, о чем свидетельствуют многочисленные перерывы, появление ихнитолитов, линзы диктионемовых аргиллитов, дробление зерен, повторные обрастания и цементация глауконитом не агрегированным в сфероидальные зерна и т. д. Однако в отдельных прослоях текстура косослоистая, что указывает и на горизонтальное перемещение в зоне течений. Строго, это уже не элювий, хотя перемещение и не было значительным, поскольку глауконитит остается несмешанным. Таковы же глаукониты в нижней части волховского горизонта нижнего ордовика Прибалтики, переслаивающиеся с биокластовыми известняками, обычно сильно элювированными (см. рис. 27). Большею частью подводным перлювием являются глауконитовые горизонты в основании вранковского горизонта (верхи альба), в основании сеномана, дания, танета и ипра — в Юго-Западном Крыму по рекам Кача, Бодрак и Альма (см. рис. 28). В них отсутствует сортировка, обычны фрагменты подстилающих пород и желваки фосфоритов — постоянный спутник глауконита.

Диагностические признаки перлювия — мономинеральный, или монокомпонентный состав (глауконит, фосфатные зерна, конкреции, раковины и т. д.), его специфичность, более крупный размер или более тяжелый вес (в россыпях) зерен сравнительно с подстилающими и покрывающими слоями, несортированность (или слабая сортировка), неслоистость, признаки длительности формирования на одном и том же месте с сохраняющимися (возобновляющимися после перебива) физико-химическими условиями (брекчирование и новая фаза минерального образования — цементация или обрастания, снова брекчирование и т. д. — неоднократное повторение этих циклов) и др.

Горизонты конденсации, или перлювий — доказательство перерывов в осадконакоплении и одновременно — четкий признак физико-химических условий в осадке и придонной воде, а также чередования относительно затишных периодов высокодинамичными (течения, волнения). Многие из них — ценнейшие рудные (сидеритовые, окисные железные и марганцевые, а также россыпные) и нерудные (фосфориты, глауконититы и др.) полезные ископаемые, образующие и гигантские месторождения (фосфориты).

Биотурбиты или ихнитолиты — группа биоэлювия, представленная одним типом — биотурбитами или ихнитолитами. Это переработанный илоедами осадок, который большей частью пропущен через их кишечник, реже перемешан норками зарывающимися животными. Их систематическую принадлежность не всегда удается установить. Р. Ф. Геккером, В. Генцелем, А. Зейлахером, Б. Т. Яниным и др. большая часть следов расшифрована и установлено, что они оставляются червями, моллюсками, членистоногими и другими представителями групп. Однако и до настоящего времени не удается идентифицировать многие ходы, и они по привычке приписываются червям.

Биотурбитами или ихнитолитами следует считать образования, переработанные настолько, что первичные текстурно-структурные особенности стерты нацело или лишь слабо заметны. Порода становится неслоистой вторично, как бы изотропной, и приобретает характерную шнурковую структуру при различном расположении «шнурков»: перепутанном, как в войлоке, горизонтальном или вертикальном. Ближайшим гомологом ихнитолитов являются почвы, особенно богатые гумусом. Они нацело поедены дождевыми червями, которые, пропустив весь материал через свой кишечник, придали им шнурковую структуру и неслоистую текстуру, весьма похожую на ихнитовую или «илоядную».

Ихнитолиты разного литологического состава автором были изучены как в современных приливо-отливных отложениях Австралии и Тасмании, так и во многих формациях, начиная от среднего протерозоя (бакальская свита Башкирии, район г. Бакала). Рассмотрим некоторые типы элювия:

Ихнитолиты ааленских авандельтовых отложений Дагестана [39, табл. XI а, б] с мощностью отдельных единых пластов в 0,05—0,8 м и мощностью пачек до 15 м (р. Рубасчай), мелко-, тонкопесчаные, существенно алевритовые и глинистые (на 15—35%), плохо или среднесортированные, неслоистые, изотропные (нельзя определить верх и низ пласта), иногда с просвечивающейся горизонтальной или косоволнистой слоистостью. Порода приобрела характерную шнурковую структуру и войлочную текстуру. Толщина «шнурков» одинаковая, 0,5—1,0 см. Ходы «червей» перемешали не только однородный песок, но и тонкое его переслаивание с глинистым алевролитом или с глиной. Аутигенные минералы — сидерит, доломито-анкерит, кальцит, пирит, единично шамозит, фосфаты, глауконит. Хорошая корреляция внешних, мористых (юго-западных) границ их распространения с зоной выклинивания углей и углистых аргиллитов указывает на образование этих ихнитолитов в авандельтовой обстановке в умеренно динамичных (не бурных и не полностью застойных), вероятно, приливо-отливных условиях. Сходные ихнитолиты широко распространены в перми востока Австралии и встречены в верхнепротерозойской бакальской свите Башкирии. Во всех случаях в илу, очевидно, создавались восстановительные условия и граница с окислительной зоной проходила неглубоко от поверхности осадка.

Некоторые *ихнитолиты пермских прибрежно-морских отложений Сиднейского бассейна и Тасмании* отличаются необычным, грубопесчаным составом осадка и большей толщиной «шнурка» — хода (2,0—2,5 см). Грубый песок не отмыт от алевролита, а иногда и от глины; серый и темно-серый. Мощность единичных пластов 0,1—0,4 м. Переработаны волновые, флювиальные, приливные и ледниково-морские отложения. По размеру ходы близки к крабовым, но необычна плотность ходов. И ходы не строго вертикальны.

Ихнитолиты современных песчано-алеврито-глинистых приливных отложений и аналогичных пермских в Австралии довольно разнообразны и чаще всего полибиотны. Осадок меняется от довольно отмытого среднезернистого песка, свойственного более открытым и динамичным участкам заливов, эстуариев, проливов, до довольно илистого алевролита темно-сизого цвета, характерного для малоподвижных вод. В первом случае преобладают вертикальные, U-образные норки крабов сечением в 1,5—3,0 см, более тонкие норки креветок (0,5—1,0 см) и червей (0,3—0,8 см) и горизонтальные извилистые следы ползания пелеципод и гастропод. В более тонком и восстановленном илу уменьшаются число и размеры членистоногих, и иловая биота беднеет, хотя густота ходов увеличивается, так что осадок перерабатывается нацело. Черви нередко находятся здесь в светлых мягких органических трубочках, которые могут карбонатизироваться. Эти же разновидности литотипа смешанных ходов наблюдались в пермских отложениях, в которых ходы часто карбонатизированы (сидеритизированы, анкеритизированы). Сохраняются не только тончайшие миллиметровые ходы, но и звездчато расположенные следы подползания крабов к норке длиной до 0,5 м. Мощность горизонтов 0,1—0,5 м.

Ихнитолиты узорчатых доломитов силура Прибалтики описаны Д. Л. Кальо, Р. Э. Эйнасто, Х. Э. Нестором и др. Доломиты микритовые светлые неслоистые или с тончайшей слоистостью тиховодной зоны — отложения лагун приливной обстановки. Темный узор — извилистые ходы илоедов толщиной от миллиметров до 1—2 см — подчеркнут пылеватым пиритом. Нередко обособляются глазки — светлые кружочки с темной точкой в центре. Мощность от сантиметров до 1—2 м, редко — до 5 м. Часто разделяются прослойками неэлювированного микритового известняка с остракодами. Залегают выдержанными слоями в верхней части мезоциклитов. Широко этот литотип распространен на всех континентах в отложениях от ордовика до современных [31 и др.]. Характерна текстура типа птичьего глаза — белая точка с темным круглым ободком [37 и др.]. О тиховодных лагунных и межприливных условиях накопления аридной зоны свидетельствуют как собственные признаки (микритовость, доломитовый состав, отсутствие фауны или ее угнетенность, восстановительный характер иловых вод, трещины усыхания, вадозный метасоматоз и др.), так и парагенез с пластинчатыми водорослями, тонколамнарными доломитами и известняками, с мелкодетритовыми известняками и панцирями, или твердым дном, а также с карстом.

Ихнитолиты карбонатно-глауконитовых палеозойских и мезозойских отложений Русской платформы и Крыма, широко распростра-

ненные и в других регионах, довольно разнообразны литологически и биотически и являются обычно смешанными. Автором они изучались в волховских слоях Прибалтики (нижний ордовик), данково-лебедянских слоях по р. Красивая Меча и р. Зуше, в маастрихтско-датских полидетритовых, в основном криноидно-мшанковых и серпуловых известняках Юго-Западного Крыма (реки Кача, Бодрак и др.). Пласты ихнитолитов (0,1—1,5 м) на поверхности выветривания выделяются пестрой ржавой окраской (окисление глауконита), крупной (5—10 см) комковатостью и изотропностью, что их резко отличает от «нормальных» наслоенных отложений, не испытавших элювиирования. От первичного осадка остаются мелкие целики (1—50 см) извилистых очертаний, обычно соизмеримые с толщиной ризолитов или ходов и углублений (1—10 см), заполненных сфероагрегатным глауконитом или щебенкой вмещающих пород (мелкие нептунические дайки, нередко возникавшие, вероятно, по трещинам усыхания — см. рис. 29, 30). Четко устанавливается неоднократное наложение ихнитоэлювиирования на одни и те же горизонты. Иногда до трех последовательных генераций ризолитов проникают (на глубину до 0,5—0,6 м) в один и тот же слой, и эти генерации отличаются своим глауконитом. Ихнитолиты разделяются (через 0,05—0,5 м) волновыми и лагунными отложениями — биодетритовыми или микритовыми известняками и доломитами (0,1—1,0 м). По таким же осадкам и развивается в основном биотурбация. Обычны здесь панцири и гальмиролиты.

Горизонты ризолитов в кварцевых и глауконито-кварцевых песках мела и палеогена юга Русской платформы мощностью 0,2—0,6 м. Пески сортированные, отмытые, разной, но не грубой зернистости, нечетко косо- и волнистослоистые, с ядрами мелких пеллеципод. Ризолиты вертикальные и горизонтальные, нередко конусовидно сужающиеся книзу, с сечением 2—10 см и длиной до 0,5—1,0 м. Нередки повышенная фосфатизация и желваки песчаных фосфоритов. Обычен аутигенный глауконит. В основе ризолитов — ходы ракообразных типа офиоморф, ракообразных калианасса и крабов. Встречаются в отложениях палеоцена (г. Волгоград), где они ассоциируются с опоками, глауконитовыми песками, глинами, в нижнем меле — г. Кременец (р. Северский Донец, у г. Изюм).

Писчий мел, как это впервые установил Г. И. Бушинский в 1954 г., пропитывая породу трансформаторным маслом и выявляя этим ихнитолитовую, илоядную структуру — планктоногенное, в основном кокколитовое отложение, во многих горизонтах пропущенное через кишечник илоедов (диаметром 0,5—1,0 см). Биолоэлювиирование было последним синседиментогенным геологическим процессом, создавшим литотип и формацию писчего мела. Поскольку данная биологическая переработка мало изменяет состояние вещества, в писчем меле отчетлива и первичная биогенно-планктоногенная природа.

Диагностическим признаком генотипа ихнитолитов или биотурбитов является их илоядная или ихнитовая структура.

Ихнитолиты свидетельствуют о медленном осадконакоплении или его перерывах и позволяют, хотя бы по следам жизни, судить о биоте и об условиях жизни на дне. Хотя они встречаются на разных глу-

бинах, включая и значительные (писчий мел), основная их масса и наибольшее видовое разнообразие датирует мелководные условия, в особенности межприливные.

ХЕМОЭЛЮВИЙ

Химический элювий представлен двумя генетическими типами: 1) образованием «твердое дно» или панцирями, и 2) собственно хемоэлювием или гальмиролититами.

Твердое дно (*hard ground*), или подводные панцири аналогичны панцирям или кирассам субаэрального элювия, но уступают им по мощности, которая не превышает, вероятно, 0,3—0,5 м. Они изучены главным образом на ископаемом материале. Современное твердое дно наблюдалось в лагунах рифовых островов и береговых лагунах Австралии. Обычно оно заселено как листоватыми водорослями, так и банками моллюсков, но нередко исверлено крабами и моллюсками. В разрезе древних отложений верхняя граница резкая, обычно неровная со сглаженными выступами. Вниз переход постепенный, часто незаметный. Видна гомогенная и изотропная нестратифицированная микритовая крепкая порода с вертикальными, как в лёссе или почве, линиями и поверхностями раздела даже при отсутствии ходов илоедов. Нередка пятнистость не только окраски, но и строения и состава, обусловленная как наличием гнезд по горизонтальным ходам и иного происхождения, так и сложными фронтами метасоматического замещения и переработки. Цвет обычно желтый, розовый, красный или бурый, отличный как от окраски подстилающих, так и покрывающих неэлювиированных слоев. Внизу начинает просвечивать не полностью элювиированная первичная седиментогенная текстура — тончайшая лагунная или иная слоистость. Все это обозначает ясное элювиирование сверху, от поверхности осадка.

По составу подводные панцири чаще всего известковые и доломитовые, обычны фосфоритовые (плиты), песчаные с известковым цементом (аален Дагестана), железо-марганцевые (современное океанское дно), более редки кварцитовые (ордовик Тасмании) и возможны сульфидные в бассейнах типа Черного моря.

Физические и химические процессы твердения дна различные и часто комплексные. Ведущими становятся то свойство отвердения осадка (главным образом карбонатного), то жизнедеятельность донной биоты, особенно связывающая роль пленочных водорослей, то подтягивание снизу железо-марганцевого, кремневого, фосфатного и иного вещества и выпадение его из илового раствора на границе раздела осадок — вода, а иногда и ниже, у геохимического барьера на границе восстановительной и окислительной зон. Во многих литотипах имеет место метасоматоз (доломитизация, раздоломичивание и др.), раскристаллизация и перекристаллизация, инкрустация и т. п. Рассмотрим некоторые литотипы твердого дна или панцирей.

Известняк доломитовый из формации Кеван-Блаф нижнего девона шт. Новый Южный Уэльс Австралии. Поверхность плиты сглаженно-бугристая с амплитудой рельефа в 3—7 см и более. Цвет жел-

тый, строение гомогенное и в целом изотропное, но неоднородное в деталях. Структура микритовая, но имеются гнезда и жилки крупнокристаллического кальцита. Твердость высокая, несколько снижающаяся книзу. Мощность 10—12 см. Четкие вертикальные линии раздела, то прямолинейные трещины, то извилистые. Внизу более четко видна сложная извилистая текстура замещения, выраженная тоном бурой и желтой окраски, наложенная на ленточные лагунные доломиты и мергели. Выше панциря залегают буроватые и сизые глины (10—20 см, приливные отложения), сменяющиеся мелко-, среднедетритовыми известняками (50 см, волновые баровые отложения), переходящими в ламинарные лагунные известняки, по которым развивается новый панцирь твердого дна. Мощность циклитов, обусловленных сменой седиментации в приливной и умеренно волновой зоне периодами элювиирования, меняется от 0,2 до 2—3 м.

Известняки доломитовые данково-лебедянских слоев фамена в д. Сухотинка и с. Мечнянка на р. Красивая Меча. Структура микритовая и мелкозернистая, слоистость отсутствует, панцирь гомогенный, изотропный, массивный мощностью в 5—30 см. Поверхность сглаженно-бугристая, иссверленная через 5—30 см ходами толщиной от 1—2 мм до 3—5 см и более и проникающими на глубину до 50—70 см. Ходы и ризолиты заполнены глауконитом и местной дресвой. Цвет светло-серый и интенсивно буро-красный, глауконитовые ризолиты на полированной поверхности травяно-зеленые. Залегают на известняково-глауконитовом ихнитолите (10—40 см, редко до 1,0 м), покрываются глауконитовым песком (3—15 см) — гальмиролититом, испытавшим конденсацию, а иногда и переотложение. Он обычно постепенно сменяется детритовым известняком, на котором снова развивается панцирь. Залегают через 0,2—1,0 м. В пачке в 25—30 м мощностью суммарно слагают до 10 % разреза.

Цефалоподовый известняк баррема на правом берегу р. Качи в районе с. Верхоречье (Крым) мощностью до 2 м с несколькими горизонтами твердого дна, из которых верхний, наиболее мощный (0,5—1,0 м) имеет интенсивный красный или желтый цвет, весьма крепкий, иссверленный и с ходами илоедов. Его поверхность сильно (высота рельефа до 10—15 см) бугристая. Первичная порода — моллюсковый, преимущественно цефалоподовый известняк — сконденсированный премявием танатоценоз. Раковины сохраняются или растворены. Ядра и вмещающий осадок — землистый серый и желтый глинистый известняк с многочисленными оолитами гидрогётита, также нередко сконденсированными. Отверждение происходило многократно или длилось постоянно. На твердом дне поселялись устрицы и другие прикрепляющиеся или свободно передвигающиеся двустворки и брахиоподы. Крепость уменьшается книзу. В подстилающих сильно известковых песчаных глинах с гидрогётитовыми оолитами имело место стяжение известкового вещества и образование неправильных желваков — конкреций, преимущественно по раковинам моллюсков или их скоплениям, размером до 0,3 м. Цепочки этих желваков напоминают панцири не полностью сформировавшиеся: конкреции не слились в них боками. Панцирь перекрыт глубокоководными тонкоотмученными глинами без донной фауны с аммонитами и белем-

нитами, что отчетливо указывает на подводные условия образования панциря.

Розовый микрозернистый крепкий известняк кровли тулона по р. Бодрак в Крыму мощностью до 0,5—0,7 м. Многочисленны (до 10—15) горизонтальные стилолиты, сгущающиеся к кровле. Высота зубцов до 1 см. Глинистая присыпка зеленая, в зоне твердого дна часто розоватая. Известняки панциря гомогенные довольно однородные без видимых ходов илоедов, но с вертикальными линиями раздела. Поверхность бугристая, ржавая, покрытая зеленой глауконитовой глиной и глауконитовым песком (10—15 см), постепенно переходящим в зеленоватый алевритовый мергель сантона, резко отличающийся и цветом и строением от элювиальных розовых известняков. Последние вниз сменяются белыми мелоподобными известняками незаметно. Панцирь прослеживается на десятки километров. Его формирование связано с некоторым поднятием дна и прекращением осадконакопления и подводным размывом в подводных и достаточно глубоководных условиях — отложения коньякского яруса отсутствуют. Происходило образование трещин оседания или разгрузки, более интенсивное вблизи дна. Одновременно дно твердело, и это отвердение проникало на глубину. При новом опускании дна или просто при начале новой фазы осадконакопления панцирь с трещиноватыми известняками погружался и по трещинам происходило растворение в твердом состоянии под давлением — образование стилолитов. Подобные розовые крепкие известняки подводных панцирей установлены как в туронских и сеноманских, так и в сантонских отложениях, а менее оформленных панцирей в образованиях верхнего мела Юго-Западного Крыма насчитывается несколько десятков (см. рис. 28). Они нередки в отложениях нижнего мела и палеогена. Так, один из наиболее мощных (до 1 м) приурочен к кровле монтских известняков с многочисленными моллюсками.

Материалы глубоководного бурения в океанах также показывают широкое распространение подводных панцирей в отложениях мезокайнозоя, хотя выявлены далеко не все.

Подводные панцири маркируют подводные перерывы осадконакопления. Тип твердого дна позволяет восстанавливать физико-химические, динамические и биотические условия в море. Некоторые литотипы панцирей — фосфоритовые и железо-марганцевые плиты — ценные полезные ископаемые. Их формирование обычно происходит на кларковом фоне — рассеянные соединения фосфора, железа, марганца и других элементов мобилизуются из довольно мощного (до метров мощностью) верхнего слоя и диффузно мигрируют вверх к поверхности осадка, на котором образуют корки, конкреции, постепенно сливающиеся боками в плиты. Одновременно рудное вещество цементирует осадки, нередко вытесняя его компоненты и образуя более концентрированные образования. Панцири нарастаются и сверху химическим осаждением гидроокислов.

Диагностическими признаками панцирей являются их крепость, специфичный состав, гомогенность и изотропность, наличие вертикальных линий раздела, постепенный переход в подстилающие неиз-

мененные породы или осадки, ассоциация с другими типами элювия — ихнитолитами, гальмиролититами и перлювием.

Собственно хемозелювий, или гальмиролититы (гальмиролювий) — оставшиеся на месте продукты химических, физико-химических и биохимических процессов преобразования пород и осадков дна в условиях открытой по отношению к наддонной воде системы. Их образование ближе всего к тому, что К. Гуммель в 1922 г. назвал гальмиролизом. Обычно типичными продуктами гальмиролиза считают глауконит, шамозит, монтмориллонитовые глины по вулканическому стеклу пепловых туфов, гидроокислы железа и марганца, цеолиты. Это демонстрирует разнообразие процессов подводного выветривания и его продуктов, представленных многими литотипами. К ним следует добавить и красные пелагические глины — глубоководные терра-росса. Все эти образования практически сингенетичны с осадконакоплением или непосредственно следуют за ним, что оправдывает применение к ним и терминов Л. Б. Рухина [33] — «сингенез» и «сингенетические образования». Рассмотрим некоторые литотипы.

Глауконититы, широко распространенные от позднего докембрия до настоящего времени, обычно встречаются в виде тонких (1—2 мм — первые метры) прослоев песчаной, т. е. сфероагрегатной структуры. Большею частью они сконденсированы или даже переотложены. Однако в последнем случае переотложение чаще всего бывает недалеким, если глауконитовые накопления не разбавлены другим материалом. При простом конденсировании часто глауконитообразование возобновляется на том же месте и в тех же условиях, что видно по появлению обрастаний глауконитовых зерен или обломков глауконитовых пород глауконитовым же цементом. Здесь таким образом имеет место обычное и для латеритных кор выветривания медленное вырезание элювия, длящееся тысячелетиями и сотнями тысяч лет. Поэтому многие глауконитовые прослои, в особенности не испытывавшие перемещения, мы можем рассматривать как химический элювий.

Обобщая многочисленные работы Н. М. Страхова, Н. А. Лисицыной, Г. Ю. Бутузовой, И. В. Николаевой, Ю. М. Сенина, Н. В. Логвиненко, М. И. Липкиной и др. и собственные исследования, можно не только уточнить условия и способ образования глауконита и близких к нему минералов, но и решить вопрос о его отношении к стадиям преобразования осадка. Образование глауконита тесно связано с редукционной зоной Н. М. Страхова и происходит в верхней части последней, на глубине от нескольких сантиметров до 1,0—1,5 м, т. е. вблизи поверхности осадка (рис. 31). Вне этой узкой зоны глауконит неустойчив и деградирует: в верхней, окислительной зоне он трансформируется в монтмориллонит и гидрогетит (избыток железа окисляется); ниже зоны глауконитообразования, при более восстановительных условиях и более низких рН (до 6,5), в зоне менее активных анаэробных (сравнительно с аэробными, господствующими в слое глауконитообразования) бактерий глауконит также деградирует с выделением избытка железа в виде пирита. Таким образом, глауконит образуется при рН около 7,0 Eh от нуля до не-

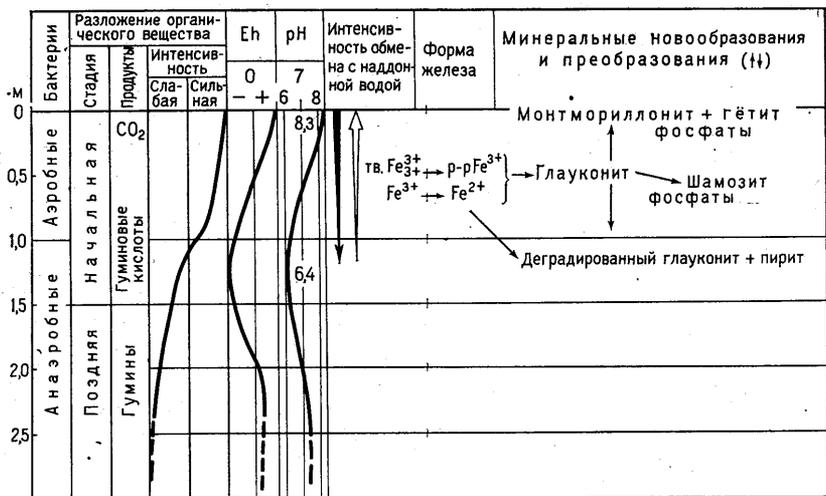


Рис. 31. Условия и зона образования глауконита в морях. По материалам И. В. Николаевой, Ю. М. Сенину и др. (1977 г.)

больших отрицательных величин, в зоне с еще аэробными бактериями, в условиях интенсивного бактериального разложения органического вещества, когда в большом количестве генерируются весьма активные гуминовые кислоты, способствующие переводу в раствор трехвалентного железа и вхождению его в состав вновь образующегося глауконита. Глаукоцит, следовательно, хотя и образуется в восстановительных условиях, но при интенсивном обмене с наддонной водой, о чем свидетельствует и решающее участие живого биоса и отсутствие экранов, которые бы мешали диффузионному обмену. Резкий градиент Eh поддерживается, вероятно, в основном напряженностью редукционных процессов, благодаря которым устанавливается динамическое равновесие между окислительной и восстановительной зонами. Открытость термодинамической системы и определяющее влияние жизни — одного из активнейших и мощнейших движущих факторов зоны осадкообразования — не оставляет сомнения в принадлежности зоны глаукоцитобразования к сингенезу или гипергенезу, т. е. к выветриванию. Узость зоны глаукоцитобразования (ее мощность, вероятно, в среднем 0,5—1 м) позволяет считать, что этот минерал образуется на контакте окислительной и восстановительной зон, т. е. на самом напряженном геохимическом барьере.

Геологические данные полностью укладываются в описанную выше схему генезиса глауконита. Так, давно известный факт почти постоянной перемытости глауконита не только в разрезах, но и на современном океаническом дне (смущавший многих геологов, заставляя делать неправильный вывод о том, что современное глаукоцитобразование не происходит) объясняется близостью к поверхности осадка и весьма малой мощностью зоны глаукоцитобразования. Точно так же можно объяснить и фосфоритоотложение, и не случайно фосфатные зерна — постоянный спутник глауконита. Фос-

фатные оолиты и другие микроконкреции образуются вблизи поверхности осадка и потому часто имеют возможность конденсироваться при перемывании. Но основа формирования рудных залежей — хемогенное элювиирование верхней зоны осадков. Поэтому мы и рассматриваем их как хемозелювий.

Хемозелювий как на суше, так и под водой, например латеритообразование и глауконитообразование, формируется чрезвычайно медленно (сравнительно с седиментогенезом), и поэтому процесс часто проходит незамеченным для современного наблюдателя. В глауконитовом зерне, лежащем на поверхности осадка, определяется древний, часто палеогеновый возраст. Этот факт, а также отсутствие данных по современным глауконитам позволяют делать упрощенный вывод, что все глаукониты древние, что современных глауконитов нет. Такое ошибочное заключение аналогично выводу о том, что все латериты, например, в Австралии древние, а современное латеритообразование там не происходит. Однако, благодаря помощи Ф. Деуча, К. Крука, Д. Бранигена, М. Бенкса, О. Синглтона и других австралийских геологов, мной установлено, что латериты тропической зоны Австралии продолжают формироваться и ныне, о чем свидетельствует соответствие коры современному рельефу. Формирующиеся рыхлые накопления коры предохраняются от размывания мощным (до 3—5 м и более) железистым панцирем.

Преобладание сфероагрегатной, т. е. мелкоконкреционной формы глауконита указывает на то, что первично эти агрегаты образуются в осадке со значительным участием вещества иного состава и с разреженным распределением, как это считают Н. М. Страхов, П. В. Зарицкий, З. В. Тимофеева, А. В. Македонов и др. Сгужение происходит во втором акте, при перемывании многофазного осадка. Продолжение глауконитообразования и повторение подобных циклов свидетельствуют о медленности процесса вызревания глауконитового элювия и объясняют большой разброс абсолютных датировок возраста.

Открытость системы глауконитообразования подтверждается установленным И. В. Николаевой [27, с. 226—227] прямо пропорционального соотношения двухвалентного железа и магния в минералах группы глауконита. А так как «количество Fe^{2+} в осадке возрастает с интенсивностью редуционных процессов», то «параллельное увеличение в минерале магния можно объяснить характерным для восстанавливаемых осадков обменом веществ, при котором магний из наддонной воды поступает в иловую, причем степень насыщения иловой воды магнием должна быть прямо пропорциональной интенсивности редуционных процессов. Очевидно, соотношение Fe^{2+}/Mg в глауконитах отражает одну из принципиальных особенностей аутигенного минералообразования в редуционной зоне осадка» [27, с. 226]. Далее И. В. Николаева делает вывод о синтетическом способе образования минералов группы глауконита из насыщенного компонентами иловой раствора и о том, что «это соотношение устанавливается в определенной (причем узкой) зоне начального диagenеза: не глубже 2,0—2,5 м от наддонной воды» [27, с. 227]. Косвенным признаком она считает деградацию глауконита ниже этой глу-

бины, сопровождающуюся восстановлением железа: но количество магния уже не увеличивается, т. е. среда становится закрытой, изолированной от наддонной воды. С этой глубины, следовательно, начинаются принципиально новые преобразования осадков, которые далее усиливаются, и одна стадия сменяется другой. Подошва зоны открытого обмена с наддонной водой, с которой совпадает нижняя граница образования и устойчивости глауконита, представляет собой самой важной в историко-геологическом и литогенетическом отношении границей — разделом сферы седиментогенеза и сферы петрогенеза, экзогенного и эндогенного мира. В существующих же схемах эта граница погребена внутри одной стадии и зоны — в диагенезе. Основанием для этого служила определенная преобладанность физико-химических процессов и условий, обуславливающих и сходное физическое состояние осадка (большой частью рыхлого), не позволяющее видеть эту границу четкой и естественной.

Глауконитообразование занимает определенное место на фациальном профиле морского и океанского бассейнов. Ю. М. Сениным, Г. Н. Батуриным и И. В. Николаевой в 1978 г. установлено, что у берегов Западной Африки (рис. 32) глауконит в массовом количестве встречается на глубинах от десятков метров до 300—500 м, т. е. в средней и нижней части шельфа и в верхней части континентального склона. Здесь развита и сохраняется от перемыва в течение определенного времени редукционная зона. Глубже глауконитовая фация замещается монтмориллонитовой, а в сторону берега, особенно в экваториальной зоне, осадки которой наиболее обогащены органическим веществом и более редуционноспособны. — шамозитовой фацией, и далее, уже на континенте, — каолиновой. Шамозит образуется и устойчив при ясно выраженных восстановительных условиях и низких рН (6,6—6,0), а каолинит — при еще более низких рН. Ве-

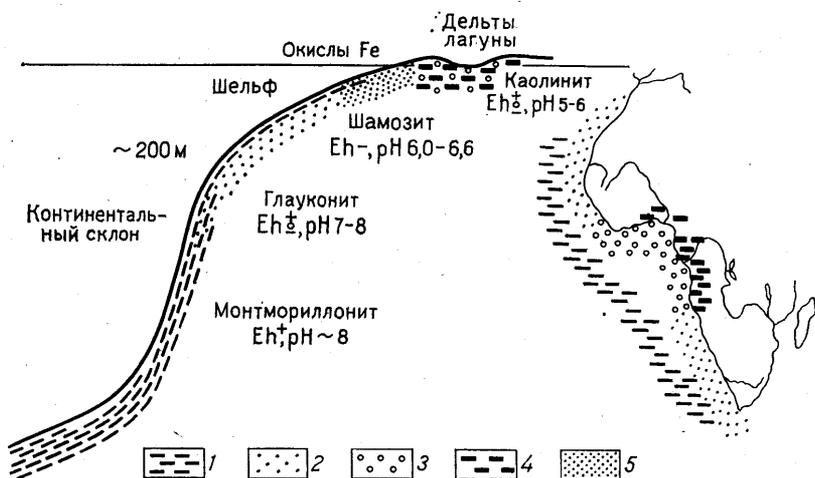


Рис. 32. Глауконитовая фация и условия образования глауконита в океанах. По материалам И. В. Николаевой, Ю. М. Сенина и др. (1977 г.)

1 — монтмориллонит; 2 — глауконит; 3 — шамозит; 4 — каолинит; 5 — гётит

роятно некоторую роль играет и температурный контроль (отмеченный в материалах экспедиции на «Метеоре»), именно возрастание температуры придонной воды происходит от глауконитовой к шамозитовой и далее к каолинитовой фации. Однако весьма низкие температуры воды у дна неблагоприятны для образования любого глинистого минерала. Это видно по глауконитовой фации (см. рис. 32), которая в типичном виде развита в тропическом и субтропическом поясах, а в умеренный если и заходит, то в редуцированном виде. Ослабление глауконитообразования в экваториальной зоне, возможно, связано со значительной скоростью осадконакопления и большого выноса органического вещества. Здесь, вероятно, господствует шамозитовая фация, оттесняющая глауконитовую на большие, чем обычно, глубины, где она, возможно, вообще прерывается.

Глаукониты ордовика Прибалтики и о-ва Тасмания, верхнего девона и мезо-кайнозоя Русской плиты, мезо-кайнозоя Крыма, Кавказа и Предкавказья и других районов тесно связаны с теми или иными типами подводного элювия: ихнитолитами, панцирями, горизонтами конденсации, которыми они чаще всего являются. Особенно устойчив парегенез с фосфоритами. Гроздьевидные, часто лопастные зерна и агрегаты, отличия его размеров от зерен вмещающего осадка и другие морфологические признаки указывают на образование на месте, а при перемывании — конденсации — о незначительном перемещении. Тонкодисперсный глауконит, заполняющий промежутки между сфероагрегатными зернами, выстилающий ходы илоедов и другие полости осадка, выполняющий раковины, также фиксирует место своего образования.

Поскольку глауконит в основном является продуктом редуцированной зоны и тесно связан с биосом, который возник на Земле не сразу, глауконитообразование могло происходить, по крайней мере в массовом количестве, только с определенного этапа развития Земли и жизни, когда последняя стала существенно влиять на геохимические процессы экзогенного преобразования осадков и пород. Начало глауконитообразования, очевидно, происходило в протерозое, скорее всего в среднем.

Зернистые фосфориты, как и глауконититы, чаще всего находятся в перемытом залегании и представляют собой горизонты конденсации — подводный перлювий, или отложения донных течений. Большинство месторождений мела и палеогена Северной Африки, среднего кембрия Каратау (Казахстан), кембрия Австралии, которые пришлось изучать автору, конденсируются практически на месте своего образования. Здесь первично фосфатные зерна образовывались в осадке как мелкие конкреции, оолиты или при фосфатизации готовых структурных форм — копролитов, раковинок (выполнения), просто комков и обломков известняка. При перемывании донными течениями эти затвердевшие зерна сгружались при выносе вмещающего пелитоморфного несцементированного материала. Затем фосфатотложение продолжалось — зерна обрастали новыми оболочками фосфата, нередко кристаллитовым, уже действующим на поляризованный свет. Часто такой фосфат покрывал несколько зерен одной многослойной оболочкой. При последующем перемывании появляются

ся обломки этой фосфоритовой породы, состоящей из зерен или оолитов. И эти обломки цементировались фосфатом, затем снова брекчировались. Циклический процесс седиментации, хемогенного фосфатывыделения и перемывания в позднеюрских (Подмосковье — Воскресенское и Егорьевское месторождения), среднекембрийских (Кара-тау, Австралия) и мел-палеогеновых (Марокко, Алжир, Тунис) фосфоритов повторялся многократно, часто ассоциировался с глауконитообразованием. Все это не оставляет сомнения в том, что и фосфоритообразование шло вблизи поверхности дна и на самой поверхности, продолжалось весьма длительное геологическое время при минимальной седиментации (мощности фосфоритоносных формаций измеряются всего десятками метров) или отсутствии ее при самом непосредственном влиянии среды — морской воды, т. е. оно элювиальное, в основе хемогенное и во вторую очередь — механогенное.

Первичное накопление фосфата и его источник до конца остаются неясными. Вероятно действовал механизм фосфатообразования А. В. Казакова и Г. Н. Батурина — химическое выпадение фосфата из обогащенных им глубинных вод при подъеме (компенсационным течением, апвеллингом и другими способами) их на шельф или иное мелководье. Но чаще, вероятно, источником фосфатов было непосредственное накопление в осадке фито- и зоопланктона и нектона, при гидролизе их скелетов и органического вещества иловые воды первично обогащались фосфатом. Дальше действовал механизм стяжения, или конкрециеобразования.

На основании детальных палеогеографических исследований Северной Африки установлено, что наиболее крупные месторождения (Гафса и Макнаси в Тунисе, Джебель-Онк в Алжире, плато Сетиф в Марокко) приурочены к проливам, которые периодически то закрывались — и тогда шло первичное фосфатонакопление в тиховодных условиях, то открывались — и тогда осадок перемывался и фосфатные зерна сгружались. Эти проливы нередко были удалены от глубоких вод геосинклинального прогиба и часто соединяли весьма мелководные заливы, с глубинами немногим более 10—20 м. Другое условие эффективного фосфоритонакопления — аридный климат суши, которая не имела стока в море. И действительно южнее пояса фосфоритообразования располагались крупные лагуны (например, лагуна Туггурт в Алжире) с повышенной соленостью воды и эвапоритами. Наконец, максимально благоприятен пассивный тектонический режим области фосфоритонакопления.

Таким образом, подводно-элювиальные фосфориты относятся к трем генетическим типам: гальмиролититам, подводным панцирям и перлювию.

Монтмориллонитовые глины — продукты перерождения пепловых туфов под водой — широко распространены в морских отложениях всех возрастов и тектонических обстановок в виде слоек (1—2 мм до 1—10 см) и пластов до нескольких метров. То, что в современных и древних, мезо-кайнозойских отложениях вулканическое стекло (лишь кислое) остается нередко свежим, неглинизированным, не позволяет относить часть (возможно большую) апопепловых монтмориллонитовых глин к возникшим в стадию сингенеза, т. е. к подвод-

но-элювиальным (они образуются в стадии диагенеза и раннего катагенеза). Однако полностью исключить перерождение вулканического стекла, в том числе и кислого, на морском дне или на небольшой глубине от поверхности осадка нельзя. И действительно, при достаточно длительном экспонировании, т. е. когда пеплы не перекрываются новыми осадками тысячелетиями, они превращаются в глины или цеолиты. Естественно низкие придонные температуры задерживают процесс перерождения, а повышенные (на мелководье или при подогревании гидротермным теплом) — ускоряют. Более легко глинизируется основное стекло, особенно сидеронитовое. Промежуточная фаза аморфная — палагонит, узнающийся по желтой, иногда яркой окраске под микроскопом. Палагонитизация и глинизация также ускоряются повышением температуры хотя бы на несколько десятков градусов.

Красная пелагическая глина содержит пелитовую ($<0,01$ мм) фракцию в количестве до 95—98 %, а субколлоидную ($<0,001$ мм) — до 70—75 %, состоит из гидрослюд, монтмориллонитов и других смектитов, хлоритов, филлипсита и других цеолитов, оксигидратов Fe и Mn, включают их конкреции, зубы акул, отолиты китов, космические шарики (до 15—30 в 1 л глинистого ила) и другие стойкие компоненты. Содержание Fe выше 5 %, Mn — более 0,2 %, $C_{орг} < 0,25$ % [17, с. 134]. Об элювиальном ее образовании свидетельствуют малые мощности и медленность формирования (10—15 м за 10—15 млн. лет), состав из стойких к растворению и гидролитическому преобразованию компонентов, высокая окисленность, распространение на сверхкритических (глубже 4500 м) глубинах. А. П. Лисицын [17] обращает внимание на распространение глины только в зоне карбонатных осадков, что позволяет считать ее в большей мере терра-россой глобигериновых и кокколитовых илов. Это подтверждено и экспериментальным растворением фораминиферового ила. Помимо основного физического (растворение) процесса в элювировании участвовали химические процессы преобразования вулканического, терригенного, биогенного и других компонентов, что и позволяет, с известной долей условности, это сложное образование отнести к хемозлювию или гальмиролититам. Достоверных аналогов на континентах не обнаружено.

ВЫВОДЫ

Геологическая сущность подводного выветривания, или элювиального процесса может быть правильно понята лишь с общих историко-геологических позиций и термодинамически определена как открытая система процессов преобразования осадков и горных пород на контакте с гидросферой.

Подводное выветривание выражается продуктами и геологическими телами на минеральном (и геохимическом), породном, надпородном (отложения) и формационном уровнях (формации пясчег мела и красной пелагической глины), т. е. приобретает геологические масштабы.

Формирующиеся в результате выветривания метасоматиты и остаточные накопления — подводный элювий — имеет в классификации генетических типов ранг генетического класса, или ряда и, как образования, противостоят всем другим рядам, представленным практически только отложениями. Лишь в вулканогенно-осадочном ряде выделяются свои метасоматиты (вулканический элювий).

Элювиальный ряд подразделяется на физический, биологический и химический элювий, т. е. на три группы, которые объединяют пять генетических типов: 1) каменные развалы и 2) горизонты конденсации, или перлювий — в физическом элювии, 3) ихнитолиты или биотурбиты — в биологическом и 4) панцири (твердое дно) и 5) гальмиролититы (гальмиролювий) — в химическом.

Типы подводного элювия имеют большое историко-геологическое, палеогеографическое и генетическое значение и коры выветривания нередко представляют собой ценные полезные ископаемые: фосфориты, глауконититы, руды железа, марганца, глины и др.

МЕТОДИКА ОБЩЕГО ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

ОСНОВЫ МЕТОДИКИ ОБЩЕГО ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

ПРИНЦИПЫ МЕТОДИКИ

Уже многосторонность понятия генезиса определяет комплексность методики генетического анализа, ибо разное происхождение отложений не может быть выяснено одним методом. Это вызывается также и тем, что, как правило, отсутствует один универсальный метод и для определения отдельной стороны генезиса, например: температуры, солености, газового режима, динамики среды и т. д., не говоря уже о глубине бассейна. Генетическая «запись» на минералах, породах, отложениях и формациях из-за конвергентности признаков и неполноты геологической летописи редко бывает определенной и ясной. Трудности расшифровки «сигналов из прошлого» усугубляются экономическими соображениями, не позволяющими изучать объект, по мнению А. С. Девдариани (1974 г.), с достаточной для генетического анализа полнотой. Все это заставляет решать важнейшие методологические вопросы увязки разных методов и подходов, обосновывать принципы комплексной методики и разрабатывать систему методов генетического анализа.

Как относительно самостоятельные вырабатывались системы методов литогенетического, или генетического анализа, и фашиально-палеогеографических исследований; в последнее время к ним добавляется формационный анализ. Все более становится очевидным, что ни одна из этих систем методов не может успешно применяться отдельно — необходима единая комплексная методика генетико-палеогеографо-формационных, или генетических, исследований. Литогенетические, палеогеографические и формационные исследования 1974 г. Ю. А. Косыгина, имеющие целью осуществление ретроспективных реконструкций, базируются на ряде общих принципов. Пять из них положены в основу разработки комплексной методики генетического анализа:

1. Принцип комплексности исследований требует проведения в рамках единого изучения, возможно, более полного комплекса исследований, прежде всего стратиграфо-фашиально-палеогеографических, литогенетических, а также формационных.

2. Принцип независимости выделения геологических тел и других объектов исследования от тех или иных генетических представлений и классификаций, который определяется как естественно научный подход к выяснению генезиса отложений и других природных объектов, основанный на независимом от тех или иных генетических представлений, выделении и расчленении на морфоло-

гически выраженные, объективные геологические тела по структурным или вещественным особенностям. Принцип лежит в основе всех историко-геологических и естественноисторических исследований. Он был принят Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым в 1952 г. за основу при обсуждении проблемы формационной единицы. Недооценка принципа нередко и в понимании и выделении фаций и генетических типов отложений, вернее — их структурно-вещественного выражения — литологических типов слоев. Еще нередки утверждения, что можно выделять отложения, фации и формации как те или иные генетические единицы, т. е. с заранее вложенным генетическим содержанием, например, выделять те, или иные слои, как аллювий, прибрежно-флювиальные, лагунные, шельфовые, пелагические фации, как флиш, молассу. Авторы не смущает, что это неизбежно приводит к порочному логическому кругу, ибо превращает исследование в произвольное и субъективное «навешивание» генетических ярлыков. Действительно, какое генетическое содержание вложишь, например, в фацию, такую палеогеографическую обстановку получишь. Научный генетический анализ начинается лишь тогда, когда геологические тела (отложения, фации, конкретные формации) выделяются по объективным, морфологически выраженным признакам, без «вкладывания» в них генетического содержания. Последнее лишь расшифровывается, или распознается после выделения и изучения объективных геологических тел. Именно в этом случае они могут служить своему главному назначению — распознаванию генетических типов отложений (литотипы), палеогеографических обстановок (фации) и формационных типов (конкретные формации). Раз выделенные, они обычно не меняются при последующих исследованиях в зависимости от смены тех или иных представлений о происхождении; они — золотой фонд науки, фонд генетического, палеогеографического и формационного анализа, документы исчезнувших процессов и обстановок.

3. Принцип необходимости генетических интерпретаций, построений и классификаций на любой, даже самой начальной стадии изучения, будь то корреляция разрезов, установление парагенезов и циклитов, выделение местных и региональных стратиграфических единиц, фаций или литотипов. Это необходимое дополнение ко второму принципу, и оба они выражают диалектику познания, в частности связь объективного эмпирического подхода с корректирующими и направляющими генетическими представлениями. Хотя генетические построения и представления на ранних этапах исследования бывают весьма схематичными или даже ошибочными, они необходимы как рабочая гипотеза, организующая исследование и делающая его более конкретным и нацеленным, а также экономным. На первый взгляд это полностью противоречит предыдущему принципу. Однако в действительности генетические представления должны вытекать из первичных наблюдений, пытаться объяснить их генетически и, как первая рабочая гипотеза или модель, предсказать дальнейшие результаты наблюдений и помочь при последующем изучении проверить и уточнить рабочую гипотезу. Генетические представления действуют по принципу обратной связи, ускоряя и углуб-

для исследования. Поэтому они необходимы не только в ретроспективных построениях, но и при изучении современной структуры геологических объектов, особенно крупных. Без представления, например, об общей палеогеографической зональности не обходится стратиграфическая корреляция разрезов. Первые фашиально-палеогеографические карты середины XIX в. и использовали в основном в стратиграфии для выяснения взаимоотношений отложений, слоев и толщ. Исследование без тех или иных генетических построений — это работа вслепую.

4. Принцип многократного перехода от фактов к генетической интерпретации и от последней снова к фактам, т. е. принцип челночности, так как это подобно движению ткацкого челнока. Челночность операций, вытекающая из предыдущего принципа и развивающая его, заключается в том, что первые факты необходимо истолковать генетически; это истолкование далее используется для корректировки программы сбора новых фактов, которые могут уточнить, исправить или отвергнуть, т. е. проверить первое генетическое истолкование и привести к новому объяснению; последнее снова используется при изучении новых данных и сбора фактов и т. д. Таким образом, принцип челночности позволяет приблизиться к разгадке причины, процесса или условий, а также более экономно, эмпирически получать информацию, подчиняя этот познавательный процесс определенной цели.

5. Принцип одновременного проведения (по крайней мере в рамках одного исследования) как стратиграфо-палеогеографических, так и вещественно-генетических исследований обеспечивает синхронный обмен информацией (по принципу челночности), максимально возможную обоснованность и достоверность при минимальной затрате времени и средств. Становится возможной оперативная челночность между логически самостоятельными видами исследований, что не может не способствовать их результативности и достоверности. С каждым «оборотом челнока» они поднимаются на новую ступень.

ОБЩАЯ СХЕМА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В методике генетических исследований, которые должны проводиться одновременно, тем не менее можно установить определенную последовательность, вытекающую из сущности геологического познания и находящую отражение в комплексных исследованиях (см. схему).

Поскольку никакие специальные, в том числе и генетические, исследования не могут проводиться без надежной стратиграфической основы, дающей координаты времени и пространства и выделяющей определенный этап геологического развития единой геологической области, фактически вначале должны проводиться региональные стратиграфические работы. Тем не менее, они невозможны без палеогеографических реконструкций и должны включаться в регионально-стратиграфические исследования. Однако главная задача палеогеографического изучения — восстановление, с возможной полно-

Фациально-палеогеографическое изучение:

- 1) изучение и расчленение разреза,
- 2) установление фациальной изменчивости и зональности,
- 3) стратиграфическая корреляция разрезов,
- 4) стратиграфическое расчленение отложений,
- 5) выделение и картирование фаций

Интерпретация

Палеогеографические обстановки осадконакопления

Собственно генетический анализ:

- 1) литологическое изучение пород (слоев),
- 2) выделение литологических типов слоев,
- 3) изучение парагенетических ассоциаций литотипов (цикличности и т. д.),
- 4) изучение фациальных взаимоотношений типов

Интерпретация

Генетические типы отложений и парагенотипы; формационные типы

Изучение вещества пород:

- 1) стадийный анализ,
- 2) выделение терригенно-минералогических провинций и питающих провинций,
- 3) аутигенно-минералогический анализ и провинции (геохимические фации),
- 4) физико-химические исследования

Интерпретация

Общие физико-химические, геохимические, географические и тектонические условия

той и детальностью, определенных обстановок осадконакопления и общих условий седиментации — делает его фактически самостоятельным видом исследования, который следует за регионально-стратиграфическим. С другой стороны, региональная стратиграфия в настоящее время [14, 39] не может не быть формационной. Это значит, что она должна быть ориентирована на выделение полноценных в историко-геологическом отношении целостных комплексов слоев, отвечающих определенным этапам развития региона или бассейна седиментации — конкретным формациям, в СССР именуемых свитами. Формационный же анализ — выяснение строения земной коры и ее истории — заключительная стадия единого комплексного исследования, синтезирующего как стратиграфический и палеогеографический материал, так и результаты литогенетических исследований. На основе установления генетических типов отложений и их парагенетических ассоциаций — элементарных ячеек геотипов — определяется генезис и геологическая обстановка крупных, регионально-стратиграфических тел — конкретных формаций (например, свит), что позволяет относить их к тем или иным формационным типам.

Рассмотренный цикл региональных геологических исследований (стратиграфических, палеогеографических, литогенетических и формационных), как мы видели, на разных стадиях основывается на вещественно-генетическом и литогенетическом изучении, дающем материал не только для палеогеографических интерпретаций и построений и формационного анализа, но и для стратиграфии (стратиграфические комплексы минералов, цикличность строения толщи и т. д.). И это изучение также является относительно самостоятельным как по задачам, так и по методам. Среди последних важное место занимает расшифровка происхождения горных пород и полезных ископаемых

ных. Литогенетические исследования относятся к специальным, которые могут ставиться лишь на базе регионально-стратиграфических, поскольку они должны относиться к разновозрастному комплексу слоев, представляющему один этап геологического развития региона. Постановка литологических и других специальных исследований без надежной историко-геологической основы ошибочна. Однако они успешно могут проводиться одновременно с регионально-стратиграфическими и палеогеографическими, и эта комплексность обеспечивает каждому из циклов исследований максимальный успех, полноту и достоверность.

Таким образом, основывающиеся на историко-геологическом подходе геологические исследования, частью которых являются генетико-палеогеографические, начинаются с выделения регионально-стратиграфических единиц — свит, или конкретных формаций, которые затем расчленяются на более мелкие — слои, циклиты и т. д. [39].

СИСТЕМА ГЕНЕТИКО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ И ФОРМАЦИОННЫХ ПОНЯТИЙ И ТЕРМИНОВ

Сформулированные принципы и последовательность геолого-генетических исследований показывают постепенную подготовку материала к тому важному скачку, какой является смена фактической картины строения и состава геологических тел и регионов ее генетическим объяснением, окончательным на данном этапе исследования. Перехода от фактов к генетическим интерпретациям нет, все стороны происхождения ненаблюдаемы, они навсегда исчезли из поля фактов, оставив лишь зашифрованную запись в каменной оболочке Земли. Задача ее расшифровки решается частично. Поэтому генетические построения и классификации прямо не приложимы к геологическим телам и объектам и не могут служить основой сбора и обобщения фактического материала, т. е. не могут быть основой изучения. Для этого разрабатываются морфологические (структурные, вещественные) понятия и классификации, основанные на объективных, наблюдаемых фактах и признаках. Роль генетических представлений и классификаций в процессе познания — рабочие гипотезы, модели, способствующие поиску новых фактов.

Для того чтобы отмеченный выше интерпретационный скачок был менее произвольным и ошибочным, необходимо более тщательно подготовить к нему материал. Отсюда становится очевидной важность правильной методики, ее комплексности, обеспечивающей контроль выводов данными разных, лучше независимых методов, т. е. важность объективной основы и правильного обобщения материала. В каждом виде, или цикле исследований вещественно-структурный анализ переходит от фактов простых и непосредственно наблюдаемых ко все более обобщенным, например, от единичных разрезов к фаціальным профилям и далее к фаціальным картам или от единичных слоев к литотипам и их парагенезам или циклитам. В этом восхождении участвуют и генетические представления. Однако это

не меняет характера обобщения, которое остается в целом фактическим и объективным, насколько оно правильно отражает картину строения геологического тела (свиты, фации, циклита и т. д.) и взаимоотношения тел. Перехода от этих фактов, как простых, так и обобщенных, к объяснению их происхождения нет (это всегда скачок), так как мы не можем фактически установить ни характер среды, ни ее условия и процессы. Поэтому генетические построения всегда в какой-то мере субъективны и гипотетичны. Генетические понятия, классификации и построения, следовательно, необходимо отделять от фактических, объективных — морфологических, структурных или вещественных, чтобы не подменять первыми вторые, не создавать ложного представления о генетической изученности.

Таким образом, геологические исследования в целом и генетические в частности требуют разработки двух рядов понятий, классификаций и построений — морфологических и генетических. Первые являются необходимым инструментом изучения, вторые оформляют наши представления о происхождении, т. е. являются итогом исследования, а в самом процессе изучения их участие хотя и важное, но все же косвенное. Разделение понятий морфологических (фактических) и генетических (интерпретационных) должно стать важнейшим принципом теории познания в геологии, в которой всегда необходимо четко различать факты и выводы, морфологические признаки и их генетическую интерпретацию (см. схему):

Понятия и термины

Морфологические:

- 1) минерал, кристалл,
- 2) порода, слой, литотип,
- 3) элементарный парагенез пород, элементарный циклит,
- 4) фация,
- 5) свита, субсерия, конкретная формация,
- 6) серия свит, субсерий, ряд конкретных формаций

Генетические:

- 1) генетический тип минерала (компонента),
- 2) генетический тип отложений (генотип),
- 3) парагенотип элементарный
- 4) обстановка ее формирования, обстановка осадконакопления
- 5) геоформация (формационный тип)
- 6) формационный ряд (ряд формационных типов)

Первые, низшие уровни (1, 2) — вещественные, генетические, более высокие (3, 4, 5, 6) — в основном структурные, парагенетические, сущность которых выражается не столько вещественным составом или моногенетичностью (одним способом образования), сколько особенностями взаимоотношения частей и генетической неоднородностью, т. е. парагенезами пород и генетических типов, или их более крупных ассоциаций, отражающих уже фазы развития. В самом деле, низшие, простые единицы отражают лишь единичные акты, кратковременные фазы процессов. При переходе ко все более сложным — отдельные акты, события и фазы сплетаются в цепи, звенья которой связаны статистически, выражают все более индивидуальную обстановку и неповторимость развития. Одновременно, таким образом, возрастает историко-геологическое содержание гео-

логических тел, и на формационном уровне они полностью отражают самостоятельные этапы развития геологических регионов или более крупных областей.

МЕТОДИКА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ЗАДАЧИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основные задачи фашиально-палеогеографических, или просто палеогеографических, исследований — восстановление конкретных обстановок формирования фаций свиты (фаций конкретных формаций) и времени ее накопления. Детальное рассмотрение этих сторон происхождения геологических тел разного масштаба (табл. 3) показывает многочисленность и разнообразие условий, параметров и частных обстановок, которые можно свести к пяти главным аспектам: 1) геотектоническим условиям, в основном определяющим возможность и тип седиментогенеза и литогенеза, 2) общим физико-географическим условиям, 3) палеогеографическим обстановкам, 4) физико-химическим условиям в бассейне седиментации и 5) климату, относящемуся также к суше. Эти общие аспекты выражаются множеством более частных (см. табл. 3). Они выясняются разнообразными и многочисленными методами, из которых одни — основные, другие — вспомогательные и конкретные. Вся совокупность или система методов выяснения палеогеографических условий и обстановок естественно может быть названа общим палеогеографическим анализом (*s. lato*), который по содержанию или по программе изучения практически полностью совпадает с общим генетическим анализом. Разница лишь в компоновке программы исследований. В одном случае ее целью является установление генезиса пород или отложений, и тогда центром исследования становится собственно генетический анализ и выяснение генетических типов отложений, вокруг которых группируются другие аспекты и методы. В другом случае, когда целью является установление палеогеографических условий осадконакопления, в центре исследования — собственно палеогеографический анализ (*s. stricto*), т. е. выяснение конкретных обстановок формирования фаций свиты (конкретной формации) и палеогеографической зональности. Сходство содержаний общего палеогеографического и общего генетического анализов не случайно. Оно обусловлено отсутствием универсальных методов и неизбежной комплексностью каждого из них, при которой весь арсенал методов мобилизуется на решение почти любой узкой задачи.

Собственно генетический анализ помогает установить палеогеографическую обстановку, а палеогеографическая реконструкция — определить генетический тип отложений. По существу мы имеем дело с единым генетико-палеогеографическим исследованием (или анализом), направленным, в зависимости от задач изучения, то на изучение породы или отложения, то фации и палеогеографические обстановки. Но и в том и другом случае набор методов один, потому

Палеогеографические условия осадконакопления

		Общие	1. Геотектонические условия	2. Общие физико-географические условия	3. Палеогеографические обстановки	4. Физико-химические условия	5. Климат
Аспекты	Частные		Отношение к основным структурам земной коры, тектонический режим, типы мегарельефа, режим колебательных движений, вулканизм и тепловой режим	Размер, форма, тип бассейна, его генетические границы, характер среды, положение и состав питающих провинций, геоморфологические зоны	Гидродинамика, мезорельеф, глубина воды, биос, положение по отношению к береговой линии, расход материала	Температура, водный режим, соленость, pH, Eh	Положение по отношению к экватору, температурный режим, влажность (баланс влаги), тип выветривания, почвы и биос суши
	Основные	Формационный анализ	Фациальный анализ	Фациальный и генетический анализы	Аутигенно-минералогический, палеоэкологический анализы	Палеоклиматический анализ	
Методы	Другие	Фациальный, циклический, палеовулканологический, стадийный анализы	Терригенно-минералогический, текстурный, собственно генетический и палеоэкологический анализы	Парагенетический, текстурный, аутигенно-минералогический и палеоэкологический анализы	Геохимический, палеотемпературный анализы	Геохимический, минералогический, палеобиологический, палеомагнитный, формационный анализы	

Общий палеогеографический или общий генетический анализ

что используются все возможные методы и приемы и выясняются все стороны или аспекты происхождения, хотя и с неодинаковой детальностью.

ФАЦИИ И ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Возможность и метод восстановления палеогеографических обстановок основываются на том, что физико-географическая и геотектоническая зональность условий седиментации (география, палеогеография) порождает и зональность возникающих в этих условиях отложений. Последняя выражается фациальной изменчивостью, в результате которой обособляются определенные геологические тела — фации, т. е. пространственно обособленные части или участки стратиграфического горизонта (свиты, конкретной формации), отличающиеся от соседних, одновозрастных участков комплексом литологических, палеонтологических и других геологических признаков, свидетельствующих об отличиях в условиях формирования. Фации как крупные тела можно картировать. Фациальные профили и карты — «каменные отпечатки» палеогеографических обстановок, которые требуется расшифровать по фациям. Фациальный анализ в таком случае определяется как комплекс методов выявления и изучения фациальной изменчивости и фациальной зональности одновозрастных отложений для корреляции разрезов, их регионально-стратиграфического расчленения, определения палеогеографических условий и обстановок осадконакопления и выяснения происхождения пород и полезных ископаемых. В основе его, таким образом, лежит классическое, или гресслиевское понимание фаций в относительном значении: одна фация выделяется лишь при наличии рядом другой, по отношению к которой она только и может вычлениваться. Если горизонт фациально выдержан, в нем фации, естественно, не выделяются, поскольку он не обнаруживает фациальную изменчивость, и лицо или облик его в разных местах одинаков.

Относительность фаций — основа тонкого и гибкого, широкого и точного, многими еще по достоинству не оцениваемого метода анализа в палеогеографических целях, метода выражения фациальной структуры региональных и локальных геологических тел (изменчивости и расчленяемости в горизонтальном, площадном распространении — главного свойства конкретных формаций и показателя их целостности). Выделение фаций производится при регионально-стратиграфических исследованиях.

А. Грессли, представляя схему и методы стратиграфического исследования триасовых и юрских отложений кантона Солеруа (Юрские горы), определил их сущность. Он считал, что вместо того, чтобы довольствоваться некоторым числом вертикальных разрезов, используемых как типовые, необходимо проследивать каждый горизонт (*terrains*) в его горизонтальном распространении, насколько это возможно, и изучать все его изменения (модификации), названные им фациями (*facies*), т. е. лицами горизонта в определенном месте или участке. Таким образом Грессли сформулировал не толь-

ко понятие фации как структурной части горизонта, как геологического тела, подчиненного более крупной целостности, но и практически с современной методологической строгостью — принцип естественной региональной стратиграфии, который успешно применяется и развивается в СССР (А. Н. Криштофович, Г. П. Леонов, В. Т. Фролов, А. М. Садыков и др.). Ее потребности и вызвали к жизни фациальный метод Грессли — инструмент и средство прежде всего для стратиграфических исследований.

Действительное значение метода намного шире. Уже А. Грессли использовал его и для палеогеографических реконструкций — в частности, для восстановления древних береговых линий и определения обстановок осадконакопления. Понимание фаций Грессли сводится к таким положениям: 1) сущность понятия о фации заключается в методе; 2) фациальный метод возник на стратиграфической базе, в первую очередь для решения задач региональной стратиграфии (метод прежде всего стратиграфический); 3) метод можно и нужно использовать для восстановления условий и обстановок осадконакопления, что делает его и палеогеографическим; 4) фации выделяются не по генетическим, а по объективным, литологическим, палеонтологическим и другим геологическим признакам; 5) фации выделяются эмпирически, на основе непосредственных наблюдений; 6) генетическое содержание в выделяемые фации не вкладывается, оно определяется после выделения и изучения реальных тел на основе комплекса данных, включая и сравнительный, актуалистический материал по современным осадкам; 7) фация — это крупное, картируемое геологическое тело — часть или участок региональной стратиграфической единицы; 8) фации выделяются относительно друг друга (по выраженным объективным отличиям), и в этой относительности — универсальность и гибкость метода, позволяющая выделять фации с любой степенью дробности; 9) фация — часть целого, в котором она занимает определенное место (зная законы соотношения фаций, можно восстанавливать целое по частям, например, свиту, или конкретную формацию по ее фациям); 10) фации в значительной мере индивидуальны, что вместе с относительностью их выделения затрудняет построение общей классификации фации.

Однако обращая внимание на постоянство фаций на протяжении нескольких этапов и эпох и на некоторые другие положения, можно найти истоки того, что позже вылилось в генетическое понимание фации — как типа отложений или как ландшафта — см. с. 9 (Е. Реневье, И. Вальтер, Д. В. Наливкин, Ю. А. Жемчужников, Н. Б. Васюкович, Б. П. Марковский, В. П. Маркевич, В. И. Попов, С. Д. Макарова, А. Л. Филиппов, Н. М. Страхов, Л. Б. Рухин, Г. Ф. Крашенинников и др.). Это несомненно расходится с пониманием фации Грессли и дублирует четкие термины «генетический тип» и «обстановка образования», или «обстановка осадконакопления». Тем не менее основное гресслиевское понимание фаций успешно развивается и спустя некоторое время вновь завоевывает сторонников (Т. Н. Давыдова, Ц. Л. Гольдштейн, Р. Мур, Н. С. Шатский, Дж. Данбар, Дж. Роджерс, Е. В. Шанцер, Г. П. Леонов, В. Т. Фролов). Некоторые исследователи обращали внимание на опасность соединения в одном термине

(фации) и реального, наблюдаемого тела и приписываемого ему генезиса, т. е. дуализма в понимании фации, ведущем, кроме того, к путанице понятий [39 и др.].

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ИХ РЕКОНСТРУКЦИЯ

Под палеогеографической обстановкой осадконакопления понимается устойчивый во времени комплекс условий осадконакопления (тектонических, географических, климатических, физико-химических и биологических), определявший формирование осадочных образований на том или ином участке земной поверхности, или, что то же самое, участок земной поверхности с устойчивым во времени более или менее однородным на площади комплексом условий осадконакопления. Понятие об обстановке по сравнению с понятием об условиях более конкретно, поскольку условия в осадконакоплении проявляются не отдельно, а в естественном единстве — комплексе. Вместо термина «обстановка» часто употребляется «фация».

Палеогеографическая обстановка осадконакопления — основная единица и базисное понятие региональной палеогеографии и подобно генетическому типу в генетическом анализе служит центральным пунктом, или фокусом, палеогеографического анализа (см. табл. 3). Для определения конкретной палеогеографической обстановки осадконакопления необходимо установление гидро- или аэродинамики, рельефа, глубины воды, удаленности от берега, условий обитания организмов, круговорота веществ, объема и скорости осадконакопления, физико-химических, климатических и тектонических условий. Основными методами являются фациальный и генетический анализы, прежде всего фациальные карты, а также палеоэкологические, аутигенно-минералогические и геохимические исследования, палеотемпературный анализ, изучение текстур, структур, парагенезов пород.

Таким образом, хотя выявление палеогеографической обстановки осадконакопления — основное содержание палеогеографических исследований и палеогеографических карт, самостоятельное значение и ценность имеют и большинство их компонентов, как частных, так в особенности общих и региональных условий. Это прежде всего климат, палеоклиматические зоны, положение по отношению к экватору, температура, влажность, органический мир, тип выветривания и т. д. Палеоклиматологические исследования, как видим, также комплексны и включают палеотемпературный, палеобиологический, аутигенно-минералогический, геохимический и другие анализы. Общие палеогеографические или физико-географические условия — размер, форма, тип бассейна седиментации и его генетические границы, характер среды, положение и состав питающих провинций, рельеф и геоморфологическая зональность и др. — выявляются прежде всего фациально-палеогеографическим и формационным анализами, а также генетическим анализом, изучением текстур и структур (палеодинамический анализ), терригенных и аутигенных минералов и органических остатков. Палеотектонические условия — тектонический ре-

жим, отношение к основным структурным элементам земной коры (океаны, континенты, платформы, геосинклинали и т. д.), мегарельеф, режим колебательных движений, вулканизм и тепловой режим — определяются формационным, генетическим, фашиально-палеогеографическим, стадиальным, палеовулканологическим анализами, изучением цикличности, методами изопахит и т. д.

Основой восстановления палеогеографической обстановки осадконакопления является расшифровка карты фаций. Последние составляются на основании данных регионально-стратиграфических исследований [39]. Наиболее существенно для палеогеографии точнее скорректировать разрезы и произвести естественное их расчленение на комплексы слоев, однородных и целостных в историко-геологическом отношении. Для этого они не должны содержать региональных перерывов и других свидетельств перестройки палеогеографического или структурно-тектонического плана и должны отвечать одному этапу развития региона или той территории, для которой составляется карта. Естественно, чем меньше по времени интервал, для которого составляется карта фаций, тем конкретнее и менее усредненной предстает на ней палеогеографическая картина. За более длительный интервал времени, даже относящийся к одному этапу развития, вследствие неизбежных неоднократных миграций береговой линии и границ фаций, приходится брать за последние какие-то средние их положения, и карта лишается точности. Особенно это заметно, когда за определенный этап фации мигрировали в одном направлении — все время сдвигаясь к берегу; в этом случае лучше составлять карты фаций для начала и конца этапа.

Обычно предварительно строят серии фашиальных профилей (рис. 33), которые не только являются подготовительными материалами для карт фаций, но имеют и самостоятельную и весьма значительную ценность. На них воссоздаются фации в вертикальном, временном разрезе, что позволяет выявить и показать миграцию фаций за определенный этап развития или за более короткий отрезок времени, например, за время накопления отложений подсвиты или ее части, за первую или вторую фазы мезоциклита. Кроме того, на фашиальных профилях видно расположение фаций предшествующего и последующего этапов, т. е. в развитии. Это дает возможность более уверенно использовать для определения типа и границ фаций и направления их миграции признаки унаследования и преемственности.

На фашиальных профилях и картах чаще всего изображаются литологические разновидности горизонта, взятые в целом — как ассоциация конкретных пород с их палеонтологическим, аутигенно-минералогическим, геохимическим и другим содержанием. Эти геологические тела отделяются от соседних, смежных чаще всего субвертикальными (хорошо видимыми на профилях) фашиальными границами, которые обычно изображают зубчатыми, символ переслаивания пород или слоев соседних фаций и некоторой колебательной миграции границы во времени. Нередко предварительно составляются фашиальные карты (рис. 34), отражающие (обычно в изолиниях) изменение среднего диаметра песчаников, их сортировку и других па-

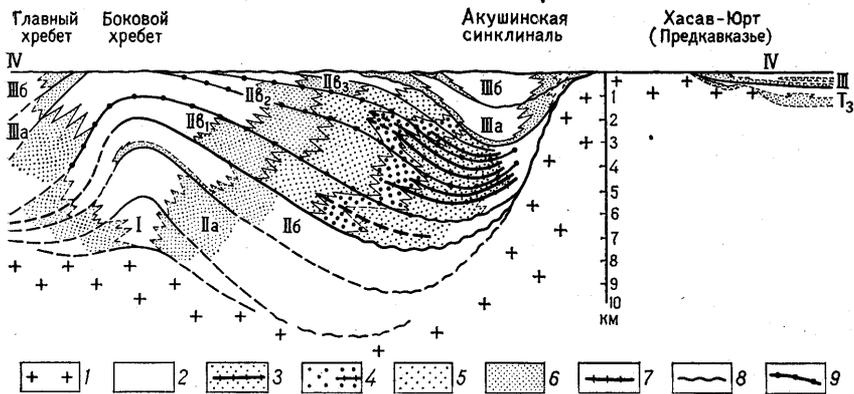


Рис. 33. Фациальный профиль ниже-среднеюрских отложений Восточного Кавказа. По материалам Н. В. Безносова, Б. П. Назаревича и др. (1976 г.)

1 — фундамент (палеозой и триас); 2 — фации глинистые и предполагаемые аллювиальные равнины с углями; 3 — глинисто (30—40 %) — песчаные (60—80 %) наиболее угленосные фации — забаровая лагунная зона дельты; 4 — песчаные (на 80—95 %) фации с выклинивающимися углями — песчаный барьер; 5 — глинисто (20—50 %) — песчаные (80—50 %) безугльные с известняками — авандельта; 6 — песчано (30—50 %) — глинистые (50—70 %) с известняками — склон дельты; 7 — угли; 8—9 — границы (8 — размыва, 9 — подсвет каракской свиты — супермезоциклитов). Серии—субмегациклиты: I — хумаринский, II — себельдинский, III — балкарский, IV — верхнеюрский. Горизонты серий — свиты и мегасвиты или макроциклиты: IIa — циклаурский, IIб — казбекский, IIв — джерахский, IIIa — кумухский, IIIб — цудахарский. IIв₁, 2, 3 — каракская, Ири и игатлинская свиты или субмакроциклиты

раметров гранулометрического состава, изменение содержаний отдельных минералов, как терригенных, так и аутигенных, комплексы видов фауны и флоры, мощности циклитов, содержаний микроэлементов, изменений цвета и т. д. Весьма важно показать также ареалы распространения тех или иных литологических типов, чтобы по их тяготению к той или иной фации и законам концентрации более детально охарактеризовать фацию и затем расшифровать генетический тип этого литотипа. Нередко бывает достаточно показать только предельные границы распространения литотипов, например, с мористой стороны [39] — см. рис. 35. Как на общих фациальных картах, так и на специальных изображаются все векторные признаки, расшифровывающие анизотропию палеопространства: наклоны косой слоистости, крутых склонов яри, острых концов механоглифов и других признаков динамики среды, течений, волнения и т. д. Одной из таких разновидностей специальных карт являются карты изопакит, отражающие изменения мощности горизонта и форму его тела. Все эти карты, несмотря на ту или иную степень абстрагирования и обобщения, остаются объективными, фактическими, составленными без ориентации на генетические представления. Исходя из последних исследователи могли составлять ту или иную карту — средство проверки и подтверждения гипотезы.

Палеогеографическая расшифровка комплексных фациальных карт, или просто карт фаций, и построение палеогеографических карт производятся на основании использования целого комплекса признаков и параметров. Рассмотрим их в порядке убывания значимости, или индикаторности: 1) фациальная структура горизонта или

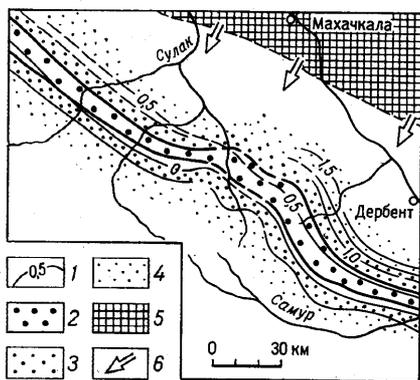


Рис. 34. Фация песчаного барьера среднекараха́кской подста́вты аалена Дагестана
 1 — угленосность (%); 2—4 — песчанис-
 тость (2 — выше 85 %, 3 — 85—75 %, 4 —
 ниже 75 %); 5 — суша; 6 — основные на-
 правления сноса обломочного материала

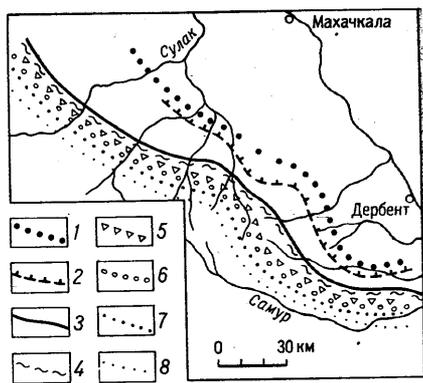


Рис. 35. Ареалы распространения основ-
 ных литотипов (их юго-западные грани-
 цы) песчаных авандельтовых фаций аалена
 Дагестана

1 — песчаники крупно-грубозернистые, аллювиальные; 2 — глины с вертикальными корнями растений; 3 — угли; 4 — ихнитолиты основного типа; 5 — глинистые конгломерато-брекчии и русловые песчаники; 6 — гравелиты полимиктовые; 7 — песчаники массивные средне-крупнозернистые; 8 — песчаники массивные мелкозернистые

формации, т. е. расположение фаций относительно друг друга и фациальная зональность; обычно в расположении фаций имеется та или иная направленность, фациальная зональность, например, оглинение от прибрежных зон к более глубоководным, или опесчанивание в противоположном направлении, 2) выявленные реперные, или ключевые генетические типы — пласты углей, обозначающие нулевые глубины, лагунные, прибойные и приливные отложения, указывающие на близость береговой линии, ракушняки, биогермы, подводный элювий и т. д., 3) отдельные характерные литотипы (например, песчаники с однонаправленной или, наоборот, разнонаправленной косой слоистостью), литологические, биологические и геохимические признаки, 4) порядок смены во времени — сравнением с расположением фаций в подстилающем и покрывающем горизонте.

Расшифровка обычно начинается с наиболее полной фациальной картины (рис. 36), в которой сохранились боковые и центральные фации, и с наиболее ясной по палеогеографической обстановке, т. е. ключевой, или реперной фации: центральной в бассейне, как бы осевой (юра Дагестана) [39], часто и наиболее глубоководной, или, наоборот, с краевой, наиболее мелководной, например, угленосной. В формациях с биогермами биогермовая фация позволяет обычно сразу установить палеогеографическую обстановку формирования смежных с нею фаций и всей формации. С одной стороны от нее располагается фация передового склона, обращенного к открытому морю, с другой — лагунная и далее — береговая. Такую роль играет и наиболее песчаная фация — фация песчаного барьера (только она более приближена к берегу и забарьерная, лагунная зона уже). Для

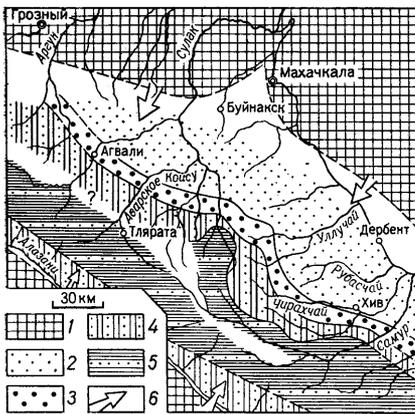


Рис. 36. Фации среднекарахской подсвиги (аален) Дагестана

1 — суша; 2 — глинисто-песчаная угленосная; 3 — песчаная, слабо угленосная; 4 — глинисто-песчаная неугленосная; 5 — глинистая тонкоциклическая; 6 — снос материала с суши. Не заштриховано — прибрежные фации глубоко погружены и осевые части глинистой фации размыты

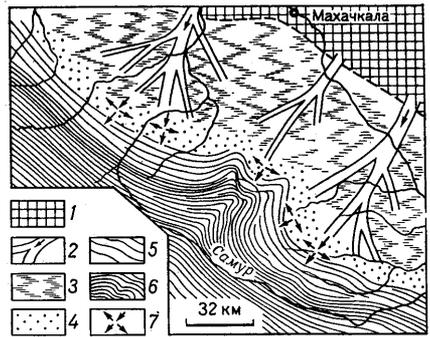


Рис. 37. Палеогеографическая карта времени накопления среднекарахской подсвиги

1 — суша, преимущественная денудация; 2 — предполагаемые дельтовые протоки; 3 — преимущественно лагуно-болотная зона дельты с торфяниками; 4 — песчаный барьер — зона баров, подводных валов, кос; 5 — авандельта и ее склоны; 6 — наиболее глубоководная центральная часть моря; 7 — основные направления течений

Дагестана наиболее информативной является именно фация песчаного барьера аалена (см. рис. 34), отличающаяся максимальной (до 95 %) песчаностью и отвечающая наиболее энергетической зоне с максимумом гидродинамической активности. Песчаный барьер — система подводных и надводных валов и баров, кос и прорезающих их русловых выполнений речными выносами (через дельтовые рукава). Ширина песчаного барьера 5—15 км, т. е. несколько больше, чем для каждой отдельной фазы, что отражает некоторую миграцию барьера к морю и от моря. Он отделяет от открытошельфовой авандельтовой обстановки лагунную с угленакоплением типа мангрового и узнается сравнительно легко. Современный аналог — зона (шириной 5—10 км) 90-мильного двойного бара южного побережья Австралии в штате Виктория у г. Лейк-Энтранс.

Расшифрованная обстановка формирования фации и общий палеогеографический фон (рис. 37) — палеогеографическая зональность — в свою очередь проливают свет и на генезис неясных и невыразительных литотипов и по их тяготению к той или иной фации и обстановке помогают выявить их генетические типы.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОПЕРАЦИИ ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Процедура фациально-палеогеографического анализа складывается из регионально-стратиграфических исследований, собственно фациального анализа и палеогеографической интерпретации карт

фаций — построения палеогеографических карт. В целом процедура включает много операций:

- 1) описание опорного разреза и его расчленение на местные свиты; 2) прослеживание (маршрутами или по аэроснимкам) горизонтов на площади и выявление направленности их фациальной изменчивости — для прогнозирования положения литологических и стратиграфических границ в соседних разрезах; 3) описание соседнего разреза и его стратиграфическая увязка (корреляция) с ранее описанным с помощью выявленной направленности фациальной изменчивости (метод Грессли); 4) повторение операций (2) и (3) с другими разрезами на всей изучаемой площади, составление схемы сопоставления разрезов — важнейшего документа регионально-стратиграфических и историко-геологических исследований; 5) регионально-стратиграфическое расчленение отложений на комплексы слоев, отвечающие этапам развития региона или бассейна седиментации, — на свиты или конкретные формации и основывающееся на выявлении наиболее выдержанных, стратиграфических границ и выбраковке границ фациальных, невыдержанных, остающихся внутри региональных подразделений [39]; 6) собственно фациальный анализ — выделение в пределах свит, подсвет или пачек фаций — фациальное расчленение геологических тел; построение фациальных профилей — на основе схем сопоставления разрезов по разным направлениям — как вкрест простирания (предпочтительные), так и по простиранию; картирование фаций — построение фациальных карт для выбранных горизонтов внутри свит или по нижней и верхней частям мезоциклитов; 7) палеогеографическая расшифровка (интерпретация) фаций — определение обстановок их формирования и построение палеогеографических карт — с привлечением данных генетического анализа по ключевым генотипам, а также данных палеоэкологического, аутигенно-минералогического, текстурного и других анализов; 8) корреляция результатов фациально-палеогеографического и литогенетического исследований и исправление как границ фаций и возникших представлений об условиях их формирования, так и систем генотипов и обстановок; 9) палеогеографическая интерпретация смежных по возрасту карт фаций с использованием законов наследования и подобия и при отсутствии изменений структурного плана, закона Головкинского — Иностранцева — Вальтера; интерпретация всех фациальных карт, построение серий палеогеографических карт; 10) восстановление геологической истории района за изученный отрезок времени, прежде всего — истории осадконакопления, определение историко-геологического содержания каждого этапа и стадии развития, т. е. проведение уже формационного анализа и историко-геологического синтеза.

Методика апробирована не только для отложений Дагестана, где она была выработана, но и для Урала, Курильских и Командорских островов и для многих других районов, как для платформ, так и для геосинклинальных структур.

МЕТОДИКА ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ЗАДАЧИ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Литогенетические исследования выясняют происхождение пород и отложений (см. табл. 1), включая и полезные ископаемые: способы накопления, источники вещества, или генетические типы компонентов, и разнообразные условия накопления. Основной задачей же их является определение генетического типа отложений (см. табл. 3), т. е. отнесение конкретных слоев или пород к определенным генетическим типам, занимающим то или иное положение в их классификации. Таким образом, генетический анализ обязательно включает разработку генетической классификации отложений — необходимого инструмента литогенетических исследований, и эта классификация, естественно, должна быть наиболее полной, отражающей все возможные способы образования (принцип полноты охвата для более определенного выбора). Диагностические признаки генетических типов отложений позволяют отнести большую часть конкретных слоев к тем или иным типам (см. табл. 2). Для этого разработана универсальная методика генетического анализа и намечена процедура операций.

Задача выяснения источников компонентов является чисто литологической и выходит за рамки данного исследования.

Определение параметров среды — температуры, давления, солености, газового режима, окислительно-восстановительного потенциала (Еh), щелочно-кислотного потенциала (рН), гидродинамики и др. — также производится литологическими и, кроме того, геохимическими, физико-химическими и палеоэкологическими методами (Л. Б. Рухин, Б. П. Жижченко, Р. В. Тейс, Д. П. Найдин, Н. А. Ясаманов, М. Ф. Стащук, Г. Л. Стадников, Н. М. Страхов, И. С. Грамберг, Н. С. Спиро, Н. Н. Верзилин и др.).

ПОНЯТИЕ О ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ТИПАХ

Поскольку геоморфологический метод генетического анализа по отношению к древним отложениям имеет ограниченное применение, разрабатываются косвенные и комплексные методики. Основой последней [39 и др.] является выделение литологических типов слоев, или литотипов — гносеологически «праобразов» генетических типов отложений, или генотипов, которые по ним устанавливаются. Литотип — это типичная порода или слой, а также пачка сходных слоев (однородный многослой), характеризующиеся устойчивым комплексом литогенетических признаков, свидетельствующих о сходных способе и условиях образования, и отделяющиеся от смежных слоев, или литотип с достаточно четкими границами; или, что то же самое, — группа сходных слоев (пород) с одним и тем же комплексом литологических (литогенетических) признаков, свидетельствующих об общих способе и условиях образования. Литотип — продукт определенного седиментологического процесса, результат той или иной формы аккумуляции, которая по нему должна быть разгадана. Для

облегчения этой расшифровки следует стремиться выделять в качестве того или иного литотипа по возможности более однородную породную или, точнее, слоевую единицу — целостную элементарную единицу разреза, ибо, как правило, чем однороднее литотип вещественно, тем однороднее он и генетически, тем легче расшифровывается его генотип.

Показать систему слоев — литотипов среднекрупнообломочных пород можно на примере юрских отложений Дагестана [39]:

I. Крупно-, грубообломочные. А — резко полимиктовые: 1) конгломераты и гравелиты маломощные с лимонитовым и сидеритовым цементом, 2) конгломераты и гравелиты маломощные с анкерито-доломитовым и кальцитовым цементом; Б — относительно однородные, из местного материала — конгломерато-брекчии: 3) песчаниковые, 4) песчаниково-глиняные, 5) глиняные, 6) сидеритовые с песчаным заполнителем, 7) сидеритовые с глинистым заполнителем и сидеритовым цементом, 8) сидеритовые с глинистым заполнителем и известковым цементом, 9) известковые конкреции с сидеритовым цементом, 10) известковые конкреции с известковым цементом.

II. Среднеобломочные, или песчаные. А — массивные: 1) лентовидные, или руслоподобные в плане — с однонаправленной косой слоистостью: а) с лимонитовым и сидеритовым цементом, б) с анкерито-доломитовым и поликарбонатным цементом, в) с известковым цементом; 2) не врезанные или мало врезанные: а) с однонаправленной косой слоистостью и поликарбонатным цементом: с наклоном косых слоев к западу-северо-западу, с наклоном косых слоев к востоку и юго-востоку; б) с разнонаправленной косой слоистостью: с наклоном на юго-юго-запад и северо-северо-восток; в) с преимущественно однонаправленной косой слоистостью, известковые: с западно-северо-западным наклоном, с восточно-юго-восточным наклоном; г) с резко разнонаправленной косой слоистостью, известковые: с преобладающим широтным наклоном, с преобладающим меридиональным наклоном; д) неслоистые или с неясной горизонтальной слоистостью: с плохой и средней сортировкой, со средней и хорошей сортировкой и неясной горизонтальной слоистостью. Б — плитчатые, или расслоенные: 1) с первичной, седиментогенной текстурой: а) расслоенные, близкие к массивным («слойки»): углистые, глинистые сидеритистые, глинистые известковистые, глинистые поликарбонатные; б) пачки переслаивания с преобладанием песчаников: с железистыми карбонатами, с волнистой кровлей песчаников и с косоволнистой слоистостью, с ровной кровлей песчаников и с горизонтальной слоистостью; в) с резким преобладанием кальцита: с волнистой кровлей и косоволнистой слоистостью песчаников, с ровной кровлей и горизонтальной слоистостью, г) утратившие первичную, седиментогенную текстуру: с железистыми карбонатами — с текстурой ходов илоедов, гомогенные, с гнездами и ходами илоедов, преимущественно известковые — с текстурой ходов илоедов и гомогенные с гнездами и ходами илоедов.

III. Тонкообломочные, или алевроито-глинистые — 17 литотипов.

IV. Карбонатные, или известковые — 8 литотипов.

V. Углистые — два литотипа.

Рассмотрим более подробно некоторые литотипы. В качестве разных литотипов выделяются, например, практически аналогичные по гранулометрическому составу (от грубо- до мелкозернистых) и слоистости (косая этажная однонаправленная в юго-западных румбах, т. е. от берега) пласты массивных песчаников (3—30 м), отличающиеся, однако, составом конкреций и аутигенных минералов цемента, с которыми коррелирует состав фауны: у одного сидеритовая спецификация и фауна отсутствуют, у другого — поликарбонатная, встречаются редкие эвригалинные двустворки, у третьего — кальцитовая и двустворки более обычны. Разными литотипами будут и сходные по аутигенным минералам слои, но отличающиеся типом слоистости или особенностями гранулометрического состава, формой тела и другими первичными, т. е. литогенетическими признаками.

Как комплексное понятие (выделяется по комплексу признаков) литотип в значительной мере — образное представление, что помогает обнаружить его в бесконечном переслаивании слоев. Само переслаивание (свойство массового воспроизводства) облегчает литологическую типизацию, поскольку большинство литотипов можно видеть на множестве примеров. При этом устанавливается, что одни слои несут больше типичных признаков и последние в них четче выражены, другие менее выразительны. Следовательно, первые могут служить эталонными для литотипа, и сравнение с ними других слоев облегчает их распределение по системе литотипов, т. е. расчленение разреза на литотипы. Последнее, однако, редко осуществляется полностью, так как всегда остается сомнение в отнесении некоторых маловыразительных слоев к тому или иному типу. Однако и при значительном проценте (10 ли 20 %) нераспределенных (или неуверенно распределенных) по литотипам слоев анализ не обесценивается, хотя при последующей генетической интерпретации этот процент естественно возрастает.

Комплексный характер литотипов затрудняет их систематизацию. Строгая, логически выдержанная система литотипов неизбежно должна быть многомерной, отражающей число участвующих в выделении признаков. В наших исследованиях использовалась более простая матричная форма — ряд двойных (по двум признакам) диаграмм — как бы срезов воображаемой объемной фигуры, позволяющих видеть корреляцию двух признаков между собой. Система слоев (см. с. 183) построена на основе субординации, от более крупных подразделений — классов — ко все более мелким — группам, подгруппам, типам и подтипам. Все слои сначала разделены по составу на три надкласса: 1) кварц-силикатные вместе с грубообломочными карбонатными (I—III), 2) известняки (IV) и 3) углистые (V). Более мелкие подразделения выделяются по структурным (размер обломков, сортировка, окатанность и др.) и текстурным признакам, форме тела, характеру контактов (особенно нижнего), составу аутигенных компонентов, органическим остаткам.

Литотипическая система слоев (пород) складывается постепенно, на протяжении всего исследования. Она неоднократно коррелируется анализом парагенезов литотипов, их циклическим строением, выяснен-

ным генезисом и т. п. Однако логически она предшествует другим операциям, в частности, — выделению циклитов, как парагенезов литотипов.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОПЕРАЦИЙ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Наиболее разработанной методикой литогенетических исследований является фациально-циклический метод геологов-угольщиков (Ю. А. Жемчужникова, В. С. Яблокова, Л. Н. Ботвинкиной, П. П. Тимофеева, А. П. Феофиловой и др.). В ее основе — выделение литогенетических типов пород, которые фактически понимаются как генетические типы, как тип первоначального осадка, превращенного в породу, обладающую совокупностью определенных первичных генетических признаков. Как генетические типы отложений они весьма мелки и не отвечают павловскому пониманию генетического типа. По объему и литологическому содержанию они аналогичны литологическим типам [39 и др.], однако существенно отличаются генетическим содержанием и методикой выделения. Литогенетические типы выделяются непосредственно как породы того или иного генезиса, например, как песчаники стрежневой части русла, песчаники прирусловой отмели, отложения ряби мелководья и т. д. Авторы метода считают возможным уже при первичном описании разрезов, чаще всего скважин, выделять весьма дробные генетические единицы и генетически расшифровывать все слои разреза. Практически это невыполнимо и ориентирует на произвольное навешивание генетических ярлыков. Лишь отдельные слои (пласты углей, ракушняки и некоторые другие), обладающие весьма определенным комплексом генетических признаков, могут выделяться не только как литологические, но и как генетические типы. Большинство же слоев не может быть отнесено к генетическим типам по собственным признакам, и они расшифровываются более сложным и не прямым исследованием, требующим сбора обширного сравнительного материала, сопоставлений и обобщений, в том числе проведения парагенетического анализа и фациально-палеогеографических реконструкций. Этот общий случай и заставляет разрабатывать методику объективного генетического анализа, стоящего на почве фактов. По такой методике геолог должен на протяжении всего исследования, т. е. при сборе и обобщении фактов, иметь дело с литологическими, объективными телами, которые любой исследователь мог бы видеть и описать однозначно. Без соблюдения принципа воспроизводимости любая методика будет субъективной.

Разработанная автором [39 и др.] методика генетического анализа является развитием фациально-циклического анализа Ю. А. Жемчужникова, от которой она существенно отличается — введением понятия о литологических типах слоев и процедурой их выделения и генетического истолкования. Выделение литотипов — исходный пункт и основа литогенетических исследований. От правильности их выделения и прежде всего от их однородности (моногенетичности) зависит и правильность генетического истолкования и дальнейших

палеогеографических построений. Литотипы по существу выделяются эмпирически, чему способствует наличие повторяемости слоев, позволяющая приглядеться к разным слоям и типам и узнавать их «в лицо». Это особенно необходимо для следующей стадии — учета распределения литотипов в разрезе и фациях. Подобные обобщения, таким образом, производятся не на базе генетических типов, во многом гипотетичных и субъективных, особенно в процессе исследования, а на основе реальных и объективных литотипов, которые действительно можно изучать и описывать. Распределение их по вертикали и горизонтали и парагенетические связи объективно отражают разные стороны генезиса отложений. Подобный цикл исследований создает фактическую базу, первичную и обобщенную, для того скачка, который наступает при генетической интерпретации литотипов и заключается в их отнесении к генотипам. Всесторонне подготовленный переход от фактов (рис. 38) к нашим представлениям о способе образования литотипов — интерпретационный скачок — оказывается менее рискованным и обычно приводит к генетической расшифровке большинства литотипов (рис. 39). Естественно, может оказаться, что к одному генотипу относятся несколько литотипов. Это показывает, что на определенном этапе исследования слои расчленились более детально, чем при обобщении. Однако некоторые литотипы могут относиться как к одному, так и к другому генотипу, что свидетельствует об их генетической неоднородности и недоработанности системы литотипов. Если подобное явление обнаружится достаточно рано, когда еще можно собрать новый материал для разделения такого литотипа, систему литотипов можно исправить. Здесь проявляется эффективность принципа обратной связи — от генетических представлений (в данном случае — от возможных генетических типов) снова к фактам для их уточнения. Когда не удастся найти признаки для разделения гетерогенных литотипов, приходится относить их к смешанным, например, обвально-осыпным, солифлюкцион-оползневым, пляжевым отложениям.

Далеко не все литотипы удастся отнести по собственным их признакам к тем или иным генотипам. Этому мешает конвергенция признаков, особенно сильная у водных отложений, и неполнота геологической летописи — недостаточная сохранность литотипов и их свойств, недостаточная обнаженность и нечеткость «записи». Для этого привлекается прежде всего парагенетический анализ, позволяющий косвенно, по степени близости к литотипу — реперу (пласт угля, прибойный песчаник, биогерм, ракушняк, ихнитолит и т. д.) определить генезис неясного типа. Изучаются прежде всего наиболее выраженные, естественные парагенезы — циклиты разных масштабов, особенно элементарные. Место в таком циклите, например, во флишевом или паралическом угленосном, нередко скажет больше, чем собственные признаки слоя (типа). Распределение в разрезе и на площади (см. рис. 35), как уже отмечалось, позволяет определить тяготение тех или иных литотипов к определенным горизонтам и фациям. Особенно информативны ареалы распространения типов на площади и совмещение их с картами фаций и обстановок осадконакопления. Помогает и статистический учет частоты контактирова-

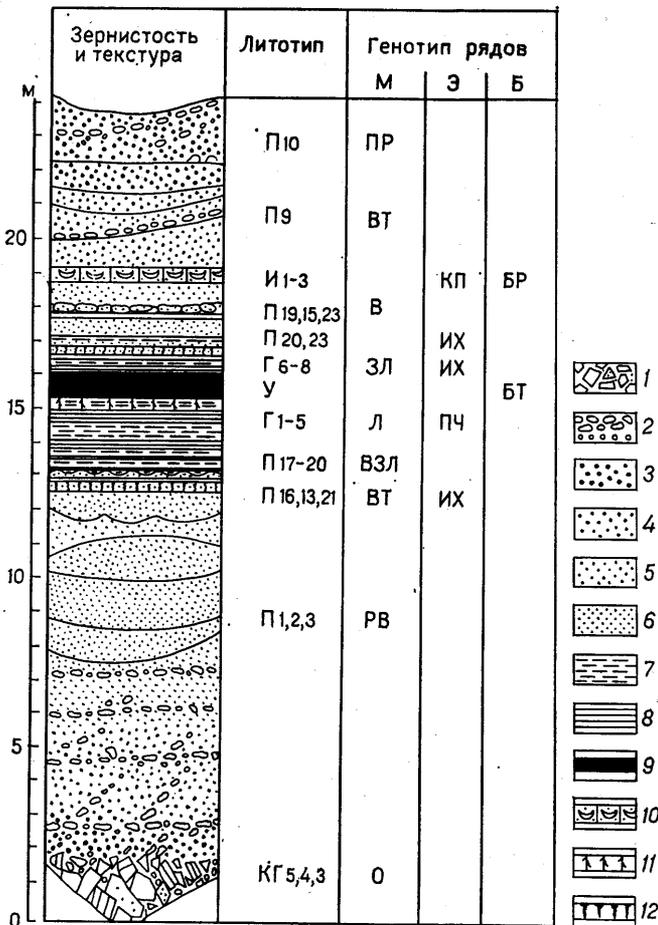


Рис. 38. Циклотема дельтовых угленосных отложений аалена Дагестана

1 — конгломерато-брекчии местные (КГ 5, 4, 3); 2 — конгломераты мелкогалечные и гравелиты; 3 — песчаники грубозернистые (П 1, 2, 3, 10); 4 — крупнозернистые (П 1, 2, 3, 9, 10); 5 — среднезернистые; 6 — мелко-, тонкозернистые (П 15—23); 7 — алевролиты песчаные и глинистые; 8 — глины и аргиллиты (Г 1—8); 9 — уголь (У); 10 — известняки ракушняковые песчаные (И 1—3); 11 — горизонты корней растений; 12 — ходы илоедов и ихнитолиты. Генетические типы — отложения: О — овалыные, РВ — речные выносы, ВТ — вдольбереговых течений, В — волновые, ЗЛ — заливные, Л — лагунные, БТ — болотные, торфяники, БР — банки ракушняковые, ИХ — ихнитолиты, ПЧ — почвы, КП — горизонты конденсации и панцири, М — механические, Э — элювиальные, Б — биогенные, ПР — прибойные

ния литотипов друг с другом и резкости (или постепенности) контактов. Естественно, при частом, закономерном контактировании, особенно при постепенных переходах, генетические типы близки или тождественны. Наоборот, при удаленности от генетического репера или при резком, «несогласном» контакте генетические типы, как правило, резко отличные, и они должны быть далеко расположенными в их генетической классификации. При изучении дельтовых угленосных отложений Дагестана одни типы песчаников с однонаправленной косо́й слоистостью (направление южное, от континента к морю) тя-

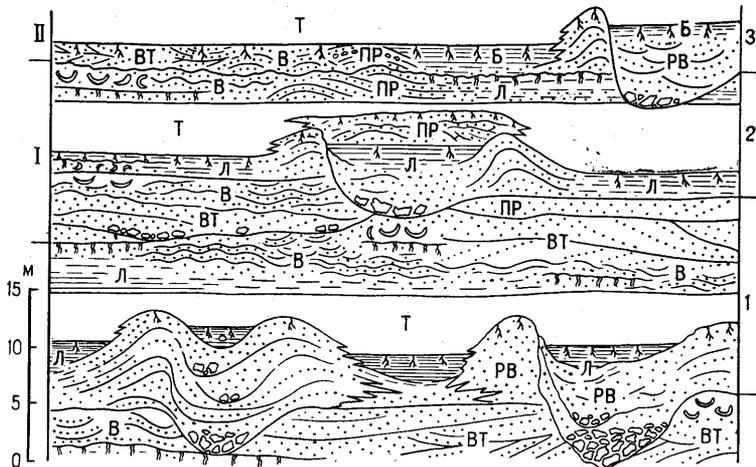


Рис. 39. Схема дельтовых цикломем.
Условные обозначения см. рис. 38

готеги к северо-восточным фациям и в этом направлении возрасало содержание в разрезе и четче становились литогенетические признаки. Это дало основание для отнесения их к аллювиальным дельтовым, другие типы во многом сходных песчаников, но с известковым цементом и другими отличиями, имели максимум в морской фации, а к берегу практически исчезали; они были поэтому отнесены к более удаленным подводным речным выносам в зоне авандельты, т. е. к подводному аллювию — уже морскому генетическому типу.

Процедура (лито)генетических исследований включает операции: 1) типизацию слоев по комплексу литологических (литогенетических) признаков (по структуре, текстуре, форме тел, характеру контактов, органическим остаткам, аутигенным и аллотигенным компонентам, цвету и т. д.), выделение литотипов; 2) инвентаризацию, систематизацию и индексацию литотипов, 3) учет повторяемости литотипов в разрезе, например, с помощью приколоночных знаков и кривых, 4) установление корреляционных связей между литотипами (матричные таблицы), 5) выделение элементарных и более крупных циклитов и устойчивых парагенезов литотипов, 6) выявление изменчивости литотипов на площади и отражение ее на фациальных профилях и картах, как частных (по отдельным признакам и компонентам — гранулометрического состава, аутигенным минералам, текстурам, органическим остаткам и др.), так и общих (карты фаций, или литофаций), определение ареалов распространения литотипов и корреляция с фациями (привлечение материала фациально-палеогеографических исследований), 7) исправление систем литотипов и циклитов с учетом парагенезов литотипов, циклитов и корреляции с фациями, 8) отнесение литотипов к генотипам, 9) исправление систем литотипов и циклитов, в том числе и их границ, 10) построение системы слоев в генетических терминах, т. е. систематики генотипов, 11) привлечение палеогеографических реконструкций на профилях и картах

для уточнения и исправления систем литотипов, циклитов и генотипов, 12) выяснение механизма и условий формирования циклитов (парагенезов литотипов и генотипов), определение генетических типов циклитов, 13) исправление систем литотипов, генотипов и циклитов 14) уточнение палеогеографических карт и других построений с помощью генотипов.

Операции с литотипами отражают принцип члечности генетического анализа и его комплексность, т. е. привлечение материалов, и построений и интерпретаций из параллельно выполняемого фациально-палеогеографического анализа.

ОСНОВЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

ГЕОФОРМАЦИИ И ЛИТОФОРМАЦИИ

Современное понимание геоформации берет начало от «тектонических» или «орогенических» фаций или формаций М. Бертрана и других геологов, выдвинувших идеи о стадийности развития геосинклиналей и об отражении стадий в особенностях вещественного состава, строения и мощностей формирующихся при этом крупных породных ассоциаций — геологических тел. Эти идеи были практически заново развиты советскими геологами В. И. Поповым, Н. С. Шатским, Н. Б. Вассоевичем, М. А. Усовым, В. В. Белоусовым, В. Е. Хаинным, Н. П. Херасковым, Н. М. Страховым, М. В. Муратовым, Л. Б. Рухиным, А. В. Пейве, Н. А. Штрейсом, Б. М. Келлером и др. История развития понятия и учения освещена Н. Б. Вассоевичем, В. Е. Хаинным, В. И. Драгуновым, Г. П. Леоновым и В. М. Цейслером.

Современное состояние учения о формациях, или формациологии, характеризуется тем, что большинство геологов считают формацию историко-геологическим понятием и, вместе с тем, понимают ее литологически, как ту или иную породную однородность или, что в сущности одно и то же, — как парагенез пород. Поэтому необходимо рассмотреть прежде всего вопрос о сущности геоформации.

Сущность геологической формации легко выясняется на конкретных примерах наиболее бесспорных формаций — флиша, молассы и шлира. Флиш петрографически бывает терригенным, песчаным, грубообломочным, глинистым, вулканитовым, карбонатным, кремневым, граувакковым, кварцевым (кульм, или нижний карбон Гарца и Тюрингии) и другим, т. е. почти любым, а формационно он един. Следовательно, вещественный или петрографический состав не выражает сущности флиша, как формации, и не может быть решающим признаком при его диагностике и выделении.

Ближе сущность формации флиша выражается особенностями ее строения в разрезе и на площади, в частности цикличностью, единой во всех петрографических типах флиша и, как правило, тонкой, правильной, из-за чего его разрез исключительно монотонен. Однако и эта четкая морфологическая сторона не дает полной уверенности при выделении флиша из других циклических формаций, в частности, не позволяет отличать столь различные формации, как флиш, молассу

и шпир. Все они бывают и тонко- и грубоциклитовыми, хотя статистически флиш чаще тонкоциклитовый, а другие две формации — грубоциклитовые. Но с какой границы порога содержания грубых или, наоборот, тонких циклитов считать формацию молассовой или шпировой, а с какой — флишевой? Такую норму никто не предложил, и это правильно. Чисто количественными критериями эти и другие формации не разделить. Неопределенность признака строения формации ясно демонстрируется существованием таких неопределенных терминов, как «молассоид», «флишоид».

Флиш, однако, как формация полностью определяется генетическим составом — набором, или парагенезом генетических типов отложений, из которых турбидиты, близкие к ним другие спазматические и обвальное-оползневые накопления (олистостромы) обязательны, формациеобразующи; ихнитолиты, планктоногенные и донофлювиальные отложения обычны; туфы возможны и нередко часты; угли, прибойные, волновые и другие прибрежно-морские и мелководные отложения всегда отсутствуют. Совмещение разнородных (генетически не близких) отложений в одном разрезе, возникновение специфического и устойчивого во времени и на площади парагенеза возможны лишь в определенной геологической обстановке — у подножия крутых склонов на значительной глубине, во всяком случае ниже базиса действия волн (иначе не сохранились бы верхние тонкие осадки циклита), в условиях подвижного тектонического режима с практически обязательными землетрясениями и при достаточно обильном питании осадочным материалом — и на той или иной стадии развития региона.

Так же обстоит дело и с молассой, шпиром и другими осадочными формациями. От флиша они отличаются парагенезами генетических типов отложений и породившими их геологическими обстановками, хотя петрографически часто тождественны ему.

Моласса — геоформация, сложенная пролювиальными, аллювиальными, озерными, золовыми и другими континентальными отложениями, формировавшаяся при активном тектоническом режиме у подножия гор с быстрым компенсированным прогибанием области седиментации.

Шпир, или шпировая формация — геоформация, сложенная прибойными, мелководно-флювиальными, подводно-аллювиальными, часто дельтовыми, волновыми, лагунными и другими прибрежно-морскими отложениями при активном тектоническом режиме у подножия гор или вдали от них с быстрым компенсированным прогибанием области седиментации. Аналогично определяются и другие геоформации.

Все приведенные примеры показывают, что историко-геологическая сущность геоформаций выражается теми или иными парагенезами генетических типов отложений, выражающими определенную геологическую обстановку их формирования, т. е. тектонический режим, часто и климат и порожденный ими рельеф. Вещественный состав, т. е. парагенез пород при выделении геоформаций, особенно многих осадочных обломочных, играет второстепенную роль. В эндогенных, в частности в вулканогенных формациях, и во многих оса-

дочных (карбонатных, кремневых, эвапоритовых, элювиальных) вещественный состав становится важнейшим признаком (парапризнаком) при выделении формаций и определении их генетического, т. е. формационного лица. Естественно, характеристика геоформаций не может быть дана без всестороннего изучения породных парагенезов и других сторон вещественного состава, оказывающегося нередко специфичным и в историко-геологическом, конкретно-формационном отношении и представляющего часто большой экономический интерес.

Геоформация — это историко-геологическая ассоциация фаций (конкретная формация, или формационная единица) или, точнее, историко-генетический тип парагенетических ассоциаций генетических типов отложений (абстрактная формация — формационный тип), отвечающий устойчиво существовавшей в пределах того или иного региона (или бассейна седиментации) геологической обстановке. Геологическая обстановка в свою очередь определяется как часть поверхности литосферы регионального масштаба с более или менее однородным и устойчивым в течение определенного отрезка времени (этапа развития) сочетанием эндогенных и экзогенных условий формирования суперкрупных образований, а именно сочетанием тектонического режима, вулканизма, климата и порождаемых ими рельефа и петрофонда (И. В. Хворова) или геологического строения.

Геоформация, следовательно, — это «формационный тип», к которому следует относить ту или иную «конкретную формацию» — свиту или серию свит. Соотношение между абстрактной и конкретной формациями похоже на соотношение генетического и литологического типов. В обоих случаях конкретные объективные геологические тела (слой, или литотип, и слои, или свиты слоев) должны быть генетически расшифрованы и отнесены к генетическим или формационным типам.

Данное выше определение геоформации наиболее близко к ее пониманию Н. М. Страховым, Л. Б. Рухиным, Н. Б. Вассоевичем, В. И. Поповым, В. Е. Хаиным, отчасти — В. В. Белоусовым и другими как крупной единицы разреза, отвечающей определенной физико-географической (ландшафтной) и тектонической обстановкам, если иметь в виду конкретную формацию. Это понимание перекликается и с первым определением формации Н. С. Шатским, в котором указывался парагенез генетических типов и фаций. Более существенная близость — в «парагенетическом принципе» определения и в независимом от тех или иных генетических представлений выделении конкретных формаций. Существенное расхождение — в понимании парагенеза. У Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, В. И. Драгунова и других это парагенез пород, а в данном выше определении — это парагенез генетических типов отложений или, если иметь в виду конкретную формацию — парагенез фаций, понимаемых по Грессли.

По парагенезу пород могут быть выделены только петрографические однородности — литологические формации, не являющиеся целостными (с историко-геологической стороны) единицами и не имею-

щие большого историко-геологического содержания (не отвечают этапу развития региона и не охватывают его целиком). Главное же свойство историко-геологических единиц такого ранга (регионального) — их структурно-геоисторическая целостность или структурная неделимость. Они могут быть расчленены только на части — фации. Вещественно же историко-геологические единицы, как правило, неоднородны, имеют сложный, далеко не всегда специфичный породный состав.

Соотношение литологических и геологических формаций, как и сама необходимость их различения, — один из важнейших нерешенных вопросов формациологии. Многие геологи, видя сущность формаций в их петрографическом или литологическом составе, считают эти понятия синонимами. Другие (В. Е. Хаин, А. Б. Ронов и др.) четко различают понятия литоформаций и геоформаций, а В. Н. Шванов в 1980 г. предложил специальный термин для литоформаций — «гилеация» (от древнегреческого гиле — вещество, материя). Если бы каждая геоформация имела достаточно четкое литологическое лицо, т. е. была бы и особой литоформацией, большой необходимости разделения понятий не возникло бы. Однако в действительности это не так. Поэтому разделение понятий литоформаций и геоформаций правомерно и необходимо. Есть и другие причины для этого, что можно показать при прослеживании основных моментов истории становления формационных представлений.

С середины XVIII в. геологическая мысль питалась термином «формация» и близкими к нему «горными сериями», «крупными фациями» и другими выражавшие различные стороны крупных геологических тел: морфологическую, или структурную целостность, одновозрастность, ту или иную вещественность, способ и условия образования, тектонический режим, стадии развития, связь с полезными ископаемыми и т. д. Представление о региональных стратиграфических комплексах слоев (цехштейн, медистые сланцы и др.) и о их смене в разрезе Тюрингии разработали И. Г. Леманн (1756, 1799 гг.) и Г. Х. Фюксель (1762 г.), назвавший их «горными сериями». Это были комплексы пород, образовавшиеся в одинаковых условиях и в одну и ту же эпоху, т. е. геоформации со своим литологическим лицом. А. Г. Вернер (1781 г.) расширил и трансформировал понятие, предложив и новые термины «горный вид» и «формацию». Историко-геологическая и структурная целостность горных серий Г. Х. Фюкселя у А. Г. Вернера отходит на второй план. Соответствующее понятие конкретной формации называется им «горным видом», и он трактуется как проявление общего формационного типа. Акцентируется внимание именно на общем представлении о формации, превращающейся в абстрактное понятие типа — прежде всего петрографического, а также генетического и геоисторического, однако умозрачительного. Таким образом, у Вернера можно найти истоки всех основных представлений о формациях: регионально-стратиграфического («горный вид») и общего исторического («формация»), петрографического и генетического, конкретной формации и формационного типа. Практически лишь у него «оказались непосредственно связанными» не только «представления о формации, как о конкретной ре-

гиональной историко-геологической единице, и представления о формации, как об историко-геологическом типе отложений» [14, с. 446], но и петрографическое и генетическое понимание. Однако, как считает Г. П. Леонов [14, с. 446—447], это достигается искусственным путем — «догматическим возведением частной, региональной последовательности формаций в ранг общего закона» смены эпох образования отложений определенного петрографического типа. В дальнейшем эти представления стали развиваться раздельно, что установлено в 1966 г. Н. Б. Вассоевичем и в 1974 г. Г. П. Леоновым.

Стратиграфические аспекты, несмотря на исключение Вторым Международным геологическим конгрессом (1881 г.) «формации» из стратиграфической терминологии, не прекращали развиваться в США, и сам термин широко употребляется в англоязычной литературе для литостратиграфических единиц. В том же направлении постепенно деградировало и представление о структурной целостности формаций. Хотя еще в 1809 г. Л. Бух аргументировал и блестяще проиллюстрировал на примере понятия «дом» [14, с. 479], что к формационной целостности региональных стратиграфических единиц представление об их петрографическом составе не относится (как не относится к понятию о «доме» представление о материале, поскольку дома могут быть из любого материала, даже смешанного), термин «горный член» К. Ф. Наумана (1850—1854 гг.), т. е. конкретная формация — элементарная тектоническая единица (как кирпич), участвующая с другими в сложении земной коры — представлялась лишь в виде петрографически однородного тела, что несколько позднее называется тектоническими фациями, а по существу также становится литостратиграфической единицей.

Таким образом, богатое содержанием представление о формациях конца XVIII в. и начала XIX в. в связи с крушением основных вернеровских концепций и с переходом геологии на биостратиграфическую основу вырождается в середине XIX в. в широкое и неопределенное понятие, чаще всего выражающее литологическую однородность, и «формация» фактически становится термином свободного пользования, что отмечали в 1866 г. Ч. Ляйель и в 1966 г. Н. Б. Вассоевич.

Одновременно, однако, вызревал новый импульс, давший определенные плоды в конце XIX в. Он шел от более конкретных генетических представлений А. Броньяра и Ж. Кювье о генетических формациях и от разработки А. Грессли в 1838—1841 гг. фациального метода выражения структурной целостности конкретных формаций — региональных стратиграфических единиц. К. Прево (1837—1841 гг.), развивая идеи Броньяра и Кювье, более определенно трактовал формации как генетические типы отложений. Он выделял наземные и морские, аллювиальные, флювиоморские, литоральные, пелагические и некоторые другие формации без отношения их к определенной эпохе, т. е. фактически как общие типы отложений. Как классификация генетических типов его схема, конечно, была неполна и непоследовательна: в ней в одном ряду стояли типы, выделенные то по способу (речные, флювиоморские), то по условиям (наземные, литоральные и др.) отложения. Однако она послужила основой для раз-

работки генетического понимания формаций Е. Реневиэ — в 1884, 1897 гг., М. Бертраном — в 1894, 1897 гг. и др.

О характере нового понимания формации свидетельствует использование терминов «фация» и «формация» как синонимов, не различающихся зачастую и размерностью. Чаше даже в формационном значении употреблялась «фация», под которой понималось крупное геологическое тело более или менее однородного литологического состава, отвечающее определенной тектонической (тектонические фации М. Бертрана, орогенические фации П. Арбенца) или палеогеографической (ландшафтные фации Е. Реневиэ, И. Вальтера, Э. Ога, А. А. Борисяка, В. А. Обручева, Д. В. Наливкина, В. И. Попова и др.) обстановке. Чтобы избежать однозначности «фаций» и «формаций», их стали различать количественно. Чаше всего фацию, как более мелкую единицу, подчиняли формации («формации состоят из фаций»). Качественно же эти единицы были аналогичны формациям геологов США, т. е. они отличались большей или меньшей литологической целостностью, или однородностью, но в историко-геологическом отношении такой целостностью не обладали, так как в лучшем случае были лишь литостратиграфическими, но не регионально-стратиграфическими единицами. Это были литоформации, но не геоформации; от них берут начало многие современные направления в понимании формаций.

Другая причина для различения литоформаций — их узкое понимание, именно понимание как фаций (литофаций) — пространственно обособленных участков стратиграфических единиц, например, свит. Самостоятельное историко-геологическое значение имеют лишь последние, и потому они могут рассматриваться в качестве конкретных геоформаций, а составляющие их фации — только как литоформации или просто как фации (крупные фации). Необходимости особой в термине «литоформации» в этом случае нет. Поэтому вполне понятна постепенная эволюция в понимании характера исходной формационной единицы от небольших по радиусу охвата тектонических фаций М. Бертрана до полноценных в историко-геологическом отношении и структурно неделимых регионально-стратиграфических или геостратиграфических [14] единиц — свит. Однако большинство геологов понимают последние упрощенно, как лито-стратиграфические единицы (аналогичные формациям геологов США), что выливается и в чисто литологическое понимание формаций и в неглубокий, упрощенный историко-геологический синтез. Такие формации следует называть особым термином («тектофациями» или «литоформациями»), чтобы не путать их с геоформациями.

Теперь о причине разделения понятий лито- и геоформаций. Поскольку наиболее универсальным системным признаком геоформаций могут быть лишь парагенезы генетических типов отложений (и геологическая обстановка формирования, выражаемая этими парагенезами), основная их классификация — систематика — строится на генетической основе. Однако это не значит, что петрографический состав — второстепенный признак, как это может показаться при прямом использовании аналогии с «домами» Л. Буха. Природные тела, в отличие от искусственных (в том числе и «домов»), строятся из

ограниченного и часто специфичного набора «материалов», состав которых часто однозначно отражает обстановку образования формаций. Особенно это справедливо по отношению к эндогенным, например, вулканогенным, а также к ряду экзогенных формаций, обычно накапливающихся на месте формирования «материала», т. е. к корам выветривания, биорифовым, эвапоритовым и другим биогенным и хемогенным образованиям. Не только породный, но и минеральный состав таких формаций становится системным признаком, конкурирующим с парагенетическим составом отложений. Только в обломочных, точнее в обломочнопородных, перееотложено глинистых формациях и некоторых других из-за вторичности материала (он может быть почти любым, так как лишь мобилизуется механическим переотложением) литологический состав значительно отходит от «системности» признака.

Петрографический состав формаций помимо генетического и палеогеографического значения важную роль играет при проведении инженерно-геологических и геофизических работ. Поэтому весьма важны и классификации геоформаций по петрографическому составу и другим морфологическим признакам, что необходимо для выделения литоформаций. Однако в этом случае литоформациями могут быть и полноценные в историко-геологическом отношении конкретные формации — геоформации.

Представление о литоформациях, наконец, нередко используется при недостаточной изученности отложений региона, в котором не произведены полноценные регионально-стратиграфические исследования и не выделены геоформации. Выделение литоформаций в этом случае является первым и ориентировочным формационным расчленением, которое так и должно восприниматься. В первые десятилетия формационных исследований в СССР большинство рядов формаций именно так и устанавливалось. Признаком слабой изученности этих формационных рядов являются не только чисто петрографические названия формаций, но и непоследовательность в использовании в одном ряду литоформаций и геоформаций. Например, наряду с геоформациями флиша, молассы (нижней и верхней) часто помещаются граувакковая, известняковая, глинисто-сланцевая (аспидная) и другие литоформации, хотя граувакковая или аспидная чаще всего также представляют собой флиш или молассу. А флиш может быть и карбонатным, т. е. представлять собой карбонатную формацию. Назвав осадочную формацию по петрографическому составу, таким образом, мы еще ничего не говорим о ее формационном типе, т. е. о формации или геоформации в собственном смысле слова.

Поскольку необходимость в выделении и изучении литоформаций будет существовать, следует оговаривать о каком типе литоформаций идет речь.

ВЫДЕЛЕНИЕ ФОРМАЦИОННОЙ ЕДИНИЦЫ

Историко-геологическая ценность геоформаций определяется типом формационной единицы, т. е. характером конкретной формации. Свита — основная регионально-стратиграфическая, или геостратигра-

фическая единица в СССР — выделяется как комплекс слоев, отвечающий самостоятельному этапу развития региона, т. е. как историко-геологическая единица [14]. Она, следовательно, и есть наиболее полноценная формационная единица — конкретная формация. Научное и методическое значение свиты зависит от объективности ее выделения, основанного на реальных и четко улавливаемых свойствах: естественности ее границ, специфичности строения и состава, т. е. на собственной структуре, обеспечивающей свойство неделимости. При ее расчленении на подсвиты и фации теряется основное свойство свиты — ее историко-геологическая целостность, ибо ее части не обладают ею в полной мере, и они не являются целостными в историко-геологическом отношении телами.

Выделение свит как конкретных формаций производится при регионально-стратиграфических исследованиях методами геологического картирования и сохраняет все ценные особенности объективного и эмпирического подхода, являющегося основным достоинством парагенетического направления Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, В. И. Драгунова и В. М. Цейслера. Но оно лишено тех отрицательных сторон его крайней эмпиричности, которые в конечном счете заводят учение о формациях в тупик. Н. М. Страхов в 1956 г. справедливо отмечал, что при выделении таких сложных и крупных комплексов слоев, какими являются геологические формации, чисто эмпирический подход мало подходящий. Г. П. Леонов [14, с. 470] также пишет, что «развитие данного направления показывает, однако, что на базе чисто эмпирических представлений достичь объективности формационного анализа нельзя и что эмпиризм приводит здесь к таким же искусственным построениям, как и дедуктивный подход...». И действительно, литопарагенетический подход приводит к выделению лишь литоформаций (типа формаций геологов США) и несмотря на определенность литологического критерия, часто становится субъективным или формальным.

Выделение же формаций как регионально-стратиграфических единиц руководствуется направляющим принципом этапности, и в этом оно подобно стадийно-генетическому, или геогенерационному подходу В. В. Белоусова, В. Е. Хаина и Н. Б. Вассоевича, но лишено той его отрицательной стороны, которая определяется представлением (постепенно преодолеваемым) об однозначной или достаточно жесткой связи формаций со стадиями геотектонического цикла и с определенными структурами, заранее предreshающей выделение тех формаций, которые по канону должны отвечать определенным стадиям и структурным зонам. На самом же деле этап — не канонизированная стадия, отвечающая фиксированной же структурной зоне, а не определяемый заранее региональный цикл явлений, приводящий к обособлению отвечающего ему комплекса слоев (макроциклита) — свиты или конкретной формации. В понятие конкретной формации заранее не вкладывается никакого иного содержания, кроме одного (да и то структурного, следовательно, объективного) — быть целостным в определенном, историко-геологическом отношении комплексом слоев (критерий элементарности), отвечающим этапу развития той области, на которую этот комплекс распространяется. Сам этап вы-

деляется именно по данному комплексу слоев, т. е. заранее его знать не надо. Поэтому выделение такого комплекса слоев не утрачивает ценных свойств эмпирического, объективного, непредвзятого подхода, так как структура комплекса и принадлежность к нему слоев (критерий одновозрастности) — морфологические свойства и устанавливаются объективно.

Выделяя формации как регионально-стратиграфические единицы, мы, таким образом, сочетаем кажущиеся несовместимыми особенности литопарагенетического (объективность выделения) и геогенерационного (выделение не чисто эмпирическое, а в соответствии с направляющим принципом этапности) подходов, что и делает эти единицы наиболее ценными в историко-геологическом отношении, а их выделение — важным методом исследования, в частности, и в пределах формационного анализа [14]. Выделение формационных единиц в результате оказывается за рамками самого учения о формациях, поскольку осуществляется при стратиграфических исследованиях. Но то, что в региональной стратиграфии является конечной целью — выделение из разреза свит, или конкретных формаций, — в формациологии — лишь исходный пункт. Одна из основных задач последней — типизация формаций, которая должна базироваться на парагенотипах. Но сначала рассмотрим вопрос о соотношении формационных и стратиграфических границ, по которому нет единого мнения.

СООТНОШЕНИЕ ФОРМАЦИОННЫХ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

С проблемой о литоформациях и геоформациях тесно связан вопрос о соотношении формационных и стратиграфических границ. Обычно считают, что они не совпадают или могут не совпадать. Это — наследие «фациального» периода (конец XIX — начало XX вв.), когда формации выделялись как фации. Совпадение границ само собой разумеющимся считается для литостратиграфических единиц типа формаций геологов США, которые и выделяются как крупные фации, отличаются однородным литологическим составом и могут быть неодновременными на площади их развития. Их границы могут скользить по разрезу, т. е. являются часто фациальными, или, что считается одним и тем же, — формационными. Подобная литоформационная стратиграфия нередко практикуется и у нас, хотя официально она никогда не рекомендовалась. «Противоядием» служит региональная стратиграфия (разрабатываемая А. Н. Криштофовичем, Г. П. Леоновым и др.), задачей которой является выделение полноценных и целостных в историко-геологическом отношении единиц, отвечающих самостоятельным этапам геологического развития региона или структурно обособленных его зон. Они называются свитами. Их характер и структурная целостность показана на рис. 40, отражающем реально существующую современную геологическую обстановку.

Наиболее определенно выделяются формации внутреннего или окраинного, но достаточно отчлененного от океана моря (см.

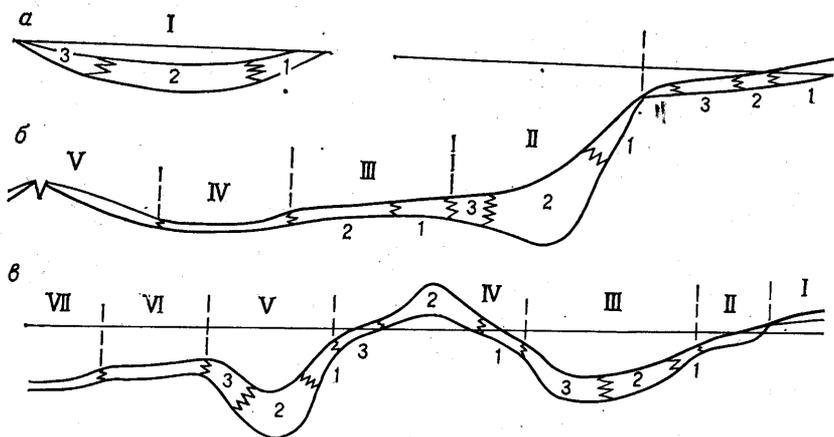


Рис. 40. Схемы (а-в) фацальной структуры морских и океанских формаций
 I—VII — формации; 1—4 — фации

рис. 40, а), которая имеет форму линзы с четкой концентрически-зональной фацальной структурой. Выделяются три фации: краевые (1 и 3), обычно и наиболее грубые, песчаные, конгломератовые, и центральная тонкозернистая, часто существенно глинистая или карбонатная (2). Историко-геологически все три фации вместе — одна свита, отвечающая одному этапу развития осадконакопления в данном бассейне. Признаком целостности этапа служит устойчивость фацальных границ, существенно не мигрировавших за время накопления свиты. Следовательно, здесь может быть выделена лишь одна геоформация, обладающая свойством неделимости — основным признаком целостности геологических тел. В самом деле, свита — конкретная формация может быть расчленена лишь на фации (1, 2 и 3) и подсвиты (на рисунке не показанные) — в вертикальном разрезе. Это лишь части целого, и последнее может быть восстановлено по частям — фациям, — на основании закона соотношения фацій в формациях разных типов, подобно тому, как восстанавливают облик организмов (животных или растений) или архитектурных сооружений.

Формально при чисто литологическом подходе можно было бы каждую фацию считать отдельной формацией (что часто и делается), но это были бы лишь литоформации, лишенные значительного историко-геологического содержания. Наоборот, лишь в целом, в качестве естественных стратиграфических комплексов слоев (по Н. М. Страхову, «крупных свит») они становятся ценными историко-геологическими документами, обладающими единством места, времени (этапа развития) и условий образования. Литологически же они чаще всего пестры, хотя обычно и в этом отношении они приобретают ту или иную специфичность и выразительность — даже в сочетаниях пород. Генетически они разнородны, если иметь в виду их компоненты. Например, они могут слагаться экзогенными и вулканогенными, наземными и морскими, органическими и минеральными, органогенными и механогенными и другими отложениями. Не-

редко все же какой-то один процесс становится доминирующим (например хемогенная садка, рифообразование и т. д.), и тогда формация приобретает некоторое единство и по литологии и набору генетических типов отложений. В фациальной структуре и генетическом спектре отложений выражается неповторимость и индивидуальность (конкретность) как геологического тела, так и этапа развития и обстановки формирования, хотя они имеют и общие черты, по которым их можно типизировать.

Более сложные взаимоотношения фаций и формаций в океанах как с пассивными, так и с активными окраинами (см. рис. 40, Iб, в). Здесь не всегда просто решить, какие из фациальных границ внутриформационные, а какие — формационные, или, что то же самое, где проводить границы региональных стратиграфических единиц — свит, так как и границы фаций внутри свит могут быть приняты за формационные. Необходимо каждый раз «взвешивать» эти границы на «весах региональности», привлекая сравнительно-тектонический и более широко охватывающий историко-геологический анализ (по методу обратной связи). Наиболее важные признаки, естественно, выявляются из строения самих отложений. Так, шельфовая формация (см. рис. 40, Iб) обнаруживает единство в фациальной структуре и в парагенезах генетических типов отложений. Выделяются четыре фации, из которых две наиболее тонкие (1 — лагунная, 3 — западношельфовая), а две — более грубые (2 — фация песчаного барьера, наиболее грубая, и 4 — окраинно-шельфовая фация, погрубение и сокращение мощности которой вызывается более интенсивными донными течениями вблизи перегиба склона дна). Возможно, первая фация представляет собой отдельную формацию (при достаточной ширине зоны и особом, более интенсивном прогибании) или входит как краевая морская в континентальную формацию, не показанную на рисунке. В этом случае фациальная граница между фациями 1 и 2 становится формационной. Косвенно это подтверждается некоторой симметричностью оставшихся трех фаций, ансамбль которых приобретает черты законченности. Граница с флишевой формацией (см. рис. 40, II), отвечающей обстановке континентального подножия и нижней части склона, обычно хорошо выражена встречным утонением мощности или зоной неотложения. Глубоководный конус выноса всегда асимметричен, обычно расчленяется на три фации: 1) дикофлишевую, наиболее грубую по породам и циклитам, с множеством олистолитов и олистостромов, с большим участием отложений грязекаменных потоков; 2) нормальнофлишевую, тонкоциклитовую, наиболее мощную, сложенную в основном тонкими турбидитами, с менее мощными и менее грубыми олистостромами, со значительным, все более увеличивающимся участием фоновых планктоногенных и других пелагических отложений; 3) дистальнофлишевую, с выклинивающимися турбидитами, с равным или даже преобладающим участием фоновых отложений. Хотя последняя фация постепенно переходит в фацию 1 следующей, уже чисто пелагической фации (см. рис. 40, III), их граница имеет большое историко-геологическое значение, так как отвечает разным тектоническим зонам с иными режимами прогибания и осадконакопления: континентальному

подножию и собственно океанскому дну (дну котловины). Различия проявляются в составе и строении отложений, парагенотипах и мощностях. Пелагическая формация бывает терригенной (гемипелагические глины) и биогенной, чаще всего известковой планктоногенной, например, фораминиферо-кокколитовой (или меловой), а также и той и другой, когда выделяются две фации (1 и 2). На основании формации красных океанических глин — подводно-элювиальной (океанической терра-росса) — устанавливаются котловины ниже критической глубины для карбонатов (см. рис. 40, IV) и наименьшая из всех формаций мощность (обычно не более 10—15 м), свидетельствующая об исключительной медленности осадконакопления (тысячные доли миллиметра в тысячелетия). На поднятиях, в особенности на обширной территории срединных океанических хребтов, развита более мощная планктоногенная известковая формация (см. рис. 40, V), крупной фацией которой чаще всего и является красная океаническая глина.

На профиле активной континентальной окраины (см. рис. 40, в) нередко видно, как сложно иногда наметить формационные границы, т. е. отделить их от фациальных, литологических. Поэтому формационное, как и фациальное расчленение, показанное на рис. 40, на некоторых участках следует рассматривать как один из вариантов. Наземная формация (I), которой может быть аллювиально-озерная или элювиальная, сменяется шельфовой (II), внутренней фациальная структура которой, обычно весьма сложная, не показана. Отложения окраинного моря типа Японского или Охотского, можно рассматривать как одну формацию (III), состоящую из трех или большего числа фаций, которые при достаточной развитости могут рассматриваться и как самостоятельные формации, в особенности флишевая (3) и глинистая фация дна моря (2). Точно так же три фации (1, 2 и 3), островодужной формации (IV) при достаточной их самостоятельности и обширности дуги могут выделяться в качестве самостоятельных формаций: двух узкошельфовых и одной островной, чаще всего вулканической, точнее — вулканогенно-осадочной, как это имеет место на Большой Курильской гряде. При большей структурной дифференциации дуги, например в двойных дугах типа Курильской, может выделяться и большее число формаций. Глубоководный желоб обычно выполняется одной, в основном флишевой, формацией (V), сменяющейся на океанском дне пелагической (VI), часто планктоногенной, за которой нередко располагается океаническая формация красных глин (VII).

Из приведенных примеров видно, что не лито-стратиграфические, а правильно выделенные регионально-стратиграфические единицы должны рассматриваться как конкретные геотформации, отличающиеся сложным строением (фациальной и циклитовой структурами), вещественным составом и парагенезами генетических типов и отвечающие региональным этапам геологического развития и устойчивым обстановкам осадконакопления. Однако между фациями — частями целостных геологических тел — и фациями, которые нередко называют крупными, в свою очередь отличающимися сложным строением и историко-геологической самостоятельностью (они могут вы-

деляться как независимые, регионально-стратиграфические единицы), имеются все переходы. Поэтому выделение полноценных формационных единиц — ответственное творческое регионально-стратиграфическое исследование, которое должно производиться квалифицированно. Их выделение естественно не может сводиться к чисто эмпирическому процессу литологического расчленения. Хотя вещественный состав — важнейший признак природных тел, он не может быть основным критерием при выделении конкретных геотформаций, во всяком случае — не универсальным. Оно должно основываться прежде всего на выявлении структуры отложений, в первую очередь фациальной, и иметь в качестве главной задачи — выделение внутренних связанных целостностей, отвечающих этапам развития той территории, на которую эти сложные и целостные тела распространяются.

Размерность конкретных формаций, нередко определяемая формально, с точным указанием наименьших и наибольших цифр мощностей, зависит от структурно-тектонического расчленения земной коры на самостоятельные (хотя бы в течение одного геологического периода) зоны, а мощность — от длительности сохранения устойчивой геологической обстановки и скорости осадконакопления. Например, мощность формации красных океанических глин всего 5—20 м, но это полноценная геологическая формация, отвечающая длительному и устойчивому этапу (свыше 10 млн. лет) развития обширной территории океанского дна.

Таким образом как у региональных стратиграфических единиц верхние и нижние границы должны быть одновозрастными (допускается незначительное скольжение по разрезу), так и у отвечающих им конкретных геотформаций границы должны совпадать со стратиграфическими. Иными словами, стратиграфические границы — это формационные границы и стратиграфические единицы — это формационные единицы. Каких-то особых формационных границ и формационных единиц не может быть. Следовательно, формационное расчленение отложений — это регионально-стратиграфическое, или геостратиграфическое (а не просто лито-стратиграфическое) расчленение.

ПОНЯТИЕ О ПАРАГЕНОТИПАХ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

В. М. Севергин в 1798—1808 гг. «сонахождением» и А. Брейтгаупт в 1830—1849 гг. «парагенезисом» (от греческих пара — рядом, возле и гнезис — рождение, образование) назвали совместное нахождение минералов в результате их общего образования, или происхождения. В связи с развитием формациологии стали говорить о парагенезах пород, образующих формацию (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков, И. В. Хворова, В. И. Драгунов и др.). Однако «совместное образование» не уточнялось. Непонятно по единому способу образования или только по общим условиям следует называть сонахождение парагенетическим? Это делало понятие довольно неопределенным и обесценивало его. Попытаемся уточнить понятие параге-

незиса, или сокращенно — парагенеза применительно к генетическим типам отложений.

В составе осадочных и вулканогенных формаций генетические типы отложений образуют ассоциации разного характера. Одни из них можно назвать генетическими, когда тесно связанными в пространстве оказываются породы или слои одного генезиса. Здесь связь не только в образовании на одном месте, рядом с ранее отложенным осадком, но и в одном и том же способе образования. Например, один прибойный вал наслаивается на ранее отложенный, одна фаза рифообразования — на предыдущую, один турбидит непосредственно накладывается на другой. В других комплексах ассоциируются на одном месте разнородные типы, стоящие в их генетической классификации далеко друг от друга. Например, турбидиты и планктоногенные отложения, пелагические и айсберговые отложения, разнообразные экзогенные и туфовые отложения и т. д. Они оказались совмещенными (пара — рядом) на одном месте и примерно в одно и то же время (разрыв может быть и значительным — тысячелетия), но собственно генетически, по способу образования, они часто не имеют между собой ничего общего. Естественно, их следует отличать от первых, генетических. Такие ассоциации назывались парагенетическими. Однако это требует уточнения.

Прежде всего, между генетическими ассоциациями и такими, в которых вместе оказываются совершенно разнородные отложения, т. е. резко гетерогенными, контрастными ассоциациями существуют все переходы, которые надо в этом случае как-то подразделять. Парагенезы обвальных и осыпных, пролювиальных и делювиальных, пролювиальных и аллювиальных, русловых и пойменных, прибойных и волновых и других близки к генетическим; так как их роднят сходные, хотя и не тождественные процессы образования. Более далекими являются ассоциации приливных и лагунных, турбидитов и контуритов, подводного аллювия и прибойных отложений. Еще дальше отстоят ассоциации биогенных накоплений (ракушняков, биогермов, мангровых углей и др.) с флювиальными, элювиальными и тихоходными отложениями. Таковы же более удаленные ассоциации шельфовых морен с прибрежно- или мелководно-морскими отложениями, многих типов элювия с отложениями вообще. Ассоциация пляжа — прибойных и эловых отложений — может быть определена как контрастная, в которой морской тип сочетается часто с субаэральным, обязанным ветровому агенту. Если одни из названных ассоциаций отнести к генетическим, а другие — к парагенетическим, то где провести раздел?

Кроме того, при решении вопроса о применении термина «парагенезис» следует принимать во внимание его понимание на практике. Большинство геологов и генетические ассоциации считают парагенетическими, хотя это прямо нигде не оговаривается. Например, определение парагенеза (парагенезис), данное в Геологическом словаре (1973 г.) — совместное нахождение, возникающее в результате одновременного или последовательного образования, — не дает никаких указаний о включении в понятие генетических ассоциаций, хотя и не исключает их.

Е. К. Устиев считает, что между горными породами различных формаций наблюдаются связи как по происхождению, так и по нахождению. В частности в формациях различного типа можно видеть все градации — от сообществ, связанных несомненным единством происхождения из заведомо общего для них магматического источника (например, непрерывные базальт-андезито-базальтовые серии Ключевского вулкана), через сообщества, в которых такая связь часто предполагается, но не всегда может быть доказана (например, многие эффузивные и интрузивные комплексы контрастного, базальт-липаритового или габбро-гранитного состава), до сообществ с сочетанием полунезависимых (например, магматические и метаморфические породы в формациях мигматит-метасоматического типа) или вполне независимых в генетическом отношении (например, вулканические и осадочные породы в вулканогенно-осадочных формациях) пород. Е. К. Устиев предложил ввести новый термин — «паракатезис» (от греческих пара — рядом, возле и катезис — присутствие, нахождение), т. е. «сонахождение» — совместное залегание пород, генетически не связанных друг с другом (например, вулканических и осадочных в вулканогенно-осадочной формации). Используя такой термин, петрография и наука о формациях будут располагать тремя понятиями («генезис», «парагенезис», «паракатезис»), обозначающими все главные типы связей между горными породами различных магматических формаций.

К указанным трем терминам, вероятно, следует добавить «парастерезис» — просто пространственное совмещение, по-видимому, для случая дайки иного возраста, пересекающей заведомо более древнюю толщу пород и не входящей в эту формацию. Этих четырех терминов пока вполне достаточно, чтобы отразить все разнообразие ассоциаций пород и отложений как внутри геологических формаций, так и вне их. Однако понятия, стоящие за терминами, определены не полностью, так как не указаны границы их применения. В настоящее время, очевидно, не обойтись без использования их в широком и узком смысле. Это относится прежде всего к наиболее употребляемому термину «парагенезис». По-видимому, все ассоциации внутри формации, т. е. возникшие в течение этапа формирования формации, следует считать парагенетическими в самом широком смысле слова. А если возникнет необходимость установления более детального их различения, можно противопоставлять парагенетическим в более узком понимании генетические и паракатетические ассоциации. Под парагенетическими ассоциациями в узком смысле слова, или парагенотипами, можно понимать естественные элементарные сообщества горных пород и отложений, возникшие в результате различных процессов или геологических способов накопления за один и тот же этап развития зоны осадкообразования. Даже такое понимание парагенезов обнимает весьма широкий их спектр — от почти генетических (обвальные и осыпные, волновые и прибойные и т. д.) до весьма гетерогенных (подводноаллювиальных и прибойных, доннофлювиальных отложений и ракушняковых банок и др.). Только весьма контрастные ассоциации — туфов и экзогенных образований, прибойных

и эоловых, айсберговых и пелагических и некоторых других — целесообразно при необходимости называть паракатетическими.

Парагенетические ассоциации различаются масштабом, иерархическими уровнями и степенью сложности (см. схему с. 205). Все они, но особенно крупные и сложные, сравнительно с генетическими типами более конкретны и индивидуальны. Это проявляется прежде всего в соотношениях их составляющих более мелких элементов, т. е. в их структуре. Поэтому они труднее поддаются типизации. Наиболее обычной формой их существования являются циклиты разных типов и масштабов. Более простые флишевые циклиты, как правило, двухкомпонентны и сложены турбидитами и планктоногенными отложениями (см. рис. 23). Наиболее сложны и многокомпонентны могут быть циклотемы паралических угленосных толщ (см. рис. 38, 39). Их нижняя, подугольная часть чаще всего слагается речными выносами, или подводным аллювием, формирование которого совершается проградационно от глубин в десятки метров до практически нулевых, когда развивается наиболее интенсивное заболачивание и углеобразование. Это наиболее длительная фаза формирования циклотемы, в течение которой продолжающееся опускание зоны дельт приводит сначала к наращиванию мощности, а потом и к затоплению торфяников и формированию трансгрессивной надугольной части, в составе последней принимают участие лагунные, волновые, прибойные, доннофлювиальные отложения, ихнитолиты, ракушняковые банки и другие типы. На них обычно с размывом, нередко с эрозионным врезом залегают новая циклотема. В других циклитах существенное участие принимают отложения вдольбереговых течений и волновые накопления, а верхняя часть слагается западинно-шельфовыми с участием подводного элювия и ракушняковых банок. В циклитах среднепалеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций Магнитогорского мегасинклинария и аналогичных формациях мезо-кайнозоя Курильских и Командорских островов существенно участие туфов и гиалокластитов. Господствующими типами являются турбидиты, отложения песчаных, грязекаменных, или щебнистых потоков, оползневые и обвально-осыпные, а также хемогенные пелагические и западинные отложения, представленные абиогенными силицитами, планктоногенные биогенные отложения — диатомиты.

Состав циклитов и других парагенетических ассоциаций то более, то менее гетерогенен. Гетерогенность, или полигенетичность элементарных ассоциаций порождается одним из основных свойств экзогенной среды — водной или воздушной — ее подвижностью и неустойчивостью. Это создает возможности частых катастроф — ураганов, штормов, волн цунами, — отличающихся в седиментологическом отношении большой результативностью. За короткие отрезки времени, практически мгновенно ими накапливаются отложения мощностью в метры и десятки метров. Это показывает, что за незначительные интервалы времени на одной и той же точке поверхности Земли или морского дна осадконакопление может измениться (причем часто обратимо) настолько неузнаваемо, что мы скорее всего воспримем это как знак региональной смены условий, хотя последние в целом оставались постоянными. Резко менялись лишь спосо-

бы, т. е. процессы осадконакопления, и естественно — его темп. Моментами оно становится лавинообразным. На одном и том же, даже небольшом и однородном по физико-географическим условиям участке морского дна могут накапливаться, причем практически одновременно, разные по способу образования отложения. Следовательно, классификация отложений, основанная на выделении однородных по условиям осадкообразования участков дна, которые часто называются фациями, не будет генетической, поскольку в ней чаще обособляются гетерогенные комплексы — неоднородные парагенетические ассоциации [13, 26]. Эти парагенотипы родственны фациям, понимаемым как типы отложений, сформировавшихся в одних и тех же условиях.

Классификация парагенетических ассоциаций (см. схему) построена на геоморфологической основе, отражающей основную циркумконтинентальную зональность океанов. Некоторые парагенотипы имеют зональность. Например, дельтовый парагенез распространяется от наземной обстановки до континентального подножия, так что его помещение среди береговых отложений условно. Перечислены и основные формации, в составе которых часто встречается тот или иной парагенез:

Парагенотипы — отложения

Геоформации

I. Береговые, или побережные:

1. Скалистого ингрессивного берега:

- 1) эстуария, 2) приливной зоны,
3) абрадируемого мыса.

{ Континентальные побережные или неритовые

2. Лагунно-барового побережья:

- 1) лагуны, 2) болота, 3) пляжа,
4) зоны подводных валов, 5) кос,
6) приливной зоны.

{ Эвапоритовая лагунная и прибереговая фация неритовых формаций

3. Дельты: 1) субдельты (протоки, бара, култука — залива, болота, торфяника), 2) авандельты (желоба стока, волновой зоны, западины), 3) склона (желоба стока, бортов желобов).

{ Паралическая платформенная (угленосная, россыпеносная и др.); шлировая

4. Залива.

5. Береговых рифов.

{ Береговая рифовая

II. Неритовые, или собственно шельфовые:

1. Открытого шельфа: 1) волновой зоны, 2) западины, 3) отмели, 4) пролива, 5) бровки шельфа.

2. Шельфовых и барьерных рифов: 1) биогерма, 2) западины, 3) лагуны.

3. Шельфового ледника.

{ Неритовые: эдафо-терригенные, трепельно-опоквая, эвапоритовая, известняково-доломитовая, меловая, шельфово-рифовая, марино-гляциальная; вулканогенно-осадочные

4. Вулканического шельфа: 1) вулкана, 2) волновой зоны, 3) зоны донных течений, 4) западины, 5) поля гидротерм.

III. Батимальные:

1. Иловой впадины.
2. Рифтовой впадины.
3. Дна котловинных морей, трогов.
4. Континентального склона.
5. Континентального подножия:
 - 1) конуса выноса каньона,
 - 2) подножия без конуса выноса.
6. Глубоководного желоба.

Доманиковая, или иловых впадин; рифтово-впадинная кремневая, железо-марганцеворудная, эвапоритовая; батимальные терригенная и планктоно-терригенная.

Флиш. Аспидная

IV. Абиссальные, или океанические (включая и острова):

1. Котловины. Зон: 1) донных течений, 2) поверхностных течений, 3) халистаз, 4) ниже критической глубины, 5) приполярных зон (айсберговой, припайного и пакового льда).
2. Поднятия: 1) срединноокеанического хребта (рифтовой долины, эскарпа, вулкана, поля гидротерм, склона, подножия), 2) возвышенности,
- 3) вулканического хребта, 4) желоба внутриокеанического, 5) островной цепи.

Абиссальная (гемипелагическая) глинистая. Планктоногенно-известковая и кремневая. Подводно-элювиальная глинистая. Приполярные терригенная и диа-томово-терригенная

Планктоногенная известковая

Вулканические. Коллювиальная вулкани-
товая. Турбидитно-планктоногенная.
Атолловая рифовая. Элювиальная лате-
ритная

На схеме показаны преимущественно три первые (крупные) ранга парагенотипов по наиболее типичным обстановкам. Во многих случаях иерархию можно продолжить до более мелких рангов.

ТИПИЗАЦИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОФОРМАЦИИ

Типизация и классификация геотипов могут производиться по разнообразным признакам: парагенотипам, геологической (геотектонической, климатической и геоморфологической) обстановкам, вещественному составу, особенностям строения, стадиям развития структурных элементов земной коры, полезным ископаемым, инженерно-геологическим особенностям и другим отличиям, в зависимости от цели исследования. Но основной является типизация и классификация по главному, системному признаку — по парагенетическим ассоциациям генетических типов отложений, отражающим ту или иную геологическую обстановку. На втором месте стоит типизация по вещественному, именно — литологическому составу. Такого же места и литологической классификации геотипов по отношению к их систематике — классификации по парагенотипам.

Генетические типы отложений и парагенотипы подразделяются для каждого формационного типа на четыре группы: 1) формациеобразующие, 2) возможные обычные, 3) акцессорные и 4) запрещенные. Последние необходимо учитывать при корреляции и проверке.

Так, для флиша формациеобразующими, обязательными являются турбидиты, олистостромы, обычные планктоногенные, пелагические механогенные, контуриты, ихнитолиты, туфы, обвальнo-осыпные, подводно-солифлюкционные отложения, многие из которых в некоторых типах флиша становятся аксессуарными. Кроме того, в качестве аксессуарных выступают подводный перлювий, золотые отложения наветренные, панцири (твердое дно), которые могут встречаться и чаще. Всегда отсутствуют угли (по крайней мере мощностью свыше 10 см и чистые), прибойные, волновые и другие мелководно-морские и прибрежные отложения, не говоря уже о континентальных. Для шлира формациеобразующими являются: подводный аллювий, прибойные, волновые, мелководно-фливиальные, лагунные отложения, обычные приливо-отливные, ракушняковые банки, торфяники, золотые, возможны как аксессуарные — биогермы и биостромы, почвы, туфы, хемогенные и турбидитовые отложения. Отсутствуют батинальные и пелагические отложения. Для молассы обязательны пролювиальные, аллювиальные, озерные, обычные золотые, лагунные, органические угольные отложения, почвы; аксессуарные — обвальнo-осыпные, оползневые, туфы, хемогенные, строматолитовые; отсутствуют турбидиты, рифы и многие морские, особенно глубоководные отложения.

Парагенотипы, обычно имеющие небольшую (дециметры — первые десятки метров) мощность, слагают нередко многокилометровые геотформации. Наподобие элементарной ячейки кристаллической решетки они многократно повторяются в пространстве. Представление об элементарной ячейке формаций, введенное в формациологию В. И. Драгуновым, А. И. Айнемером, В. И. Васильевым [8], оказалось плодотворным. Элементарной ячейкой флиша является флишевый циклит, в котором дан весь или почти весь набор генетических типов, характерных для этой формации. Это формация в зародыше. Данный парагенотип (или, по В. И. Драгуну и др. — парагенерация), должен многократно повториться в пространстве, чтобы построить геотформацию. Элементарной ячейкой шлира или молассы является более сложно построенный и обычно более мощный циклит — циклотема, также представляющая собой естественный парагенез (парагенерацию) практически всех основных формациеобразующих генетических типов отложений. В других формациях выделяются свои элементарные ячейки, чаще всего выраженные тем или иным видом циклита, приобретающего форму законченного и четко очерченного геологического тела, стоящего в иерархическом ряду организации геологических объектов непосредственно над породным уровнем и обозначенным указанными выше авторами как «парагенолит». «Парагенолит — элементарное парагенетическое сообщество тел горных пород. Термин употребляется для уровня организации вещества» [8, с. 52]. С ним отождествляется определенная парагенерация — «геологическое тело, по набору видов слагающих его горных пород и виду отношений образуемых ими однородных тел (слоев, пластов, линз), отличное от смежных геологических тел» [8, с. 51]. Парагенерация, следовательно, — конкретное выражение парагенотипа уровня парагенолита. Как видно, особой надобности в последнем термине нет, потому что соответствующий иерархический

надпородный уровень может быть обозначен парагенотипом или парагенерацией. Но если различать два надпородных и доформационных уровня — уровень отложений (генетических типов) и уровень их парагенезов (парагенотипов), тогда парагенолит может обозначать первый, более низкий из этих уровней и относиться к породам, точнее — к ассоциациям пород, т. е. к вещественным, телесным, а не генетическим единицам.

Формационный тип (в общенаучной иерархической системе — вид), следовательно, группирует все конкретные тела уровня регионально-стратиграфических единиц сходного состава из формациеобразующих генетических типов отложений (независимо от их вещественного выражения), или из сходных формациеобразующих парагенотипов. За сходным генетическим составом должна стоять в основном похожая геологическая обстановка, обусловившая формирование данного парагенеза парагенотипов, т. е. являющаяся его причиной. В действительности полного тождества у таких крупных и в значительной степени индивидуальных региональных геологических тел, какими являются конкретные формации — свиты, нет. Если же не принимать во внимание литологический состав, всегда более индивидуализированный, в «составе из генетических типов отложений» (в парагенотипах) мы легко замечаем много общего, что и служит основанием для типизации — выделения типов, или типов формаций.

Таким образом, в представлении о геотипах различаются конкретные и абстрактные формации. Первые — формационные единицы, вторые — формационные типы (или виды). В качестве конкретных геотипов наиболее правильно выделять регионально-стратиграфические единицы — свиты, отвечающие региональному этапу развития территории, на которой свита была сформирована. В этом ее историко-геологическая сущность, поскольку конкретная формация — это единство места, времени и условий образования. Свиты отражают неповторимость геологической обстановки, и поэтому сами индивидуальны. Индивидуальные особенности геотипов должны интересовать геолога не меньше, чем типовые, так как полезные ископаемые распределены в формации неповторимо, хотя и в соответствии с некоторыми общими законами. Конкретное выражение последних в каждой формации индивидуально, и поэтому выявление черт индивидуальности и неповторимости имеет огромную поисковую ценность. Генетически (парагенетически) связанные с формациеобразующими элементами полезные ископаемые распределены в геотипах закономерно в соответствии с ее индивидуальной структурой. Эти законы должны открываться каждый раз заново, хотя и с использованием общих, типовых черт, присущих данному виду (типу) и классу формаций. Поиск и изучение индивидуальных и типовых черт должны касаться каждой из особенностей формаций: фациальной и циклитовой структуры, вещественного и генетического состава, формы и размеров тела, характера границ и взаимоотношений со смежными формациями и др. Поскольку геотип как региональную, т. е. крупную единицу не всегда удобно представить в целом, ее можно довольно полно охарактеризовать по элементарной формационной ячейке — тому наименьшему объему, который со-

хранят все особенности формации. Как основная наименьшая структурная единица — элемент формации, элементарная ячейка позволяет более конкретно сравнивать и классифицировать эти крупные геологические тела и их типы, не говоря уже о том, что без их выделения успешно провести литогенетический анализ невозможно.

Представление о формационном типе, или об абстрактной формации, вырабатывающееся в результате типизации по главному системному признаку (по парагенотипам) или по парасистемному признаку (литологическому составу), уже не представляет собой геологического тела. Это идеальная формация, наделенная наиболее полным набором типичных и хорошо выраженных признаков, которые едва ли реализуются в таком полном виде в существующих конкретных формациях. Чаще всего, однако, представление о формационном типе создается на более изученном объекте, например, представление о флише — по палеогеновому флишу Альп или меловому флишу Кавказа, представление о молассах — по неогеновым молассам Альп или кайнозойским молассам Средней Азии (В. И. Попов и др.). Представление о формационном типе необходимо для более уверенного определения формационного облика конкретных формаций. Сущность формации, как понятия, как раз в формационном типе; только с него начинается собственно формационный анализ.

Классификация формационных типов, или просто геоформаций построена прежде всего по парагенотипам, т. е. по их системному признаку, и потому является их систематикой (табл. 4). Всего выделено 20 формаций; в ней не представлены вулканические и некоторые осадочные формации островных приконтинентальных дуг, огненные, как геосинклинальные, к континентным формациям. Формации часто бывают смешанными, например, вулкано-терригенными, биогенно-терригенными, вулкано-биогенными и т. д. Однако выделение их в качестве типов нецелесообразно. По соотношению элементов и преобладанию одних они практически всегда могут быть расклассифицированы между выделенными группами. Отмечается степень соответствия конкретной формации типовой, в том числе и по «чистоте» генетического состава. Классификация типов должна отражать эталонные формации, служащие мерилем для реальных или конкретных геологических тел. Помещение в нее смешанных, промежуточных формаций только загромодило бы классификацию.

Группа или род формаций выделены по преобладающему типу парагенезов меньшего ранга; их всего девять, причем собственно экзогенно-осадочных — семь: коллювиальный, флишевый, пелагический, рифовый, планктоногенный, наземный островной и подводный элювиальный. Группа (род) расчленяется на два — четыре типа, или вида. Некоторые из них представлены подтипами.

Другой генетической классификацией геоформаций является систематика их по геологическим обстановкам, породившим ту или иную формацию. Это многоуровневная (до девяти рангов) систематика геологических обстановок, выделенных по тектоническому, геоморфологическому и климатическому признакам, не говоря уже о среде. Геоформации отвечают только последнему, девятому в наиболее многоуровневных обстановках, самому мелкому рангу. По-

Систематика океанских геотформаций

Класс, (ряд)	Группа (род)	Вид (тип)	Подвид (подтип)
I. Вулканический	Базальтов	Толентовых базальтов	Срединноокеанических хребтов, океанических островов
	Субщелочных базальтов и базанитов	Субщелочных базальтов	Натровый и калиевый
		Базанитов	То же
II. Терригенный и эдафогенный	Коллювиальная	Рифтовый (?), приостровной	—
	Флишевая	Вулканогенно-терригенный	—
		Эдафогенный	Известняковый
		Терригенный	Граувакко-песчаный, глинистый, известняковый
		Терригенно-планктоногенный	Терригенно-известковый, терригенно-кремневый
	Пелагическая	Терригенный	Глинистый
		Терригенно-планктоногенный	Известково-глинистый, кремнево-глинистый
III. Биогенный	Рифовая кораллово-водорослевая островная	Береговой	—
		Атоллный	—
		Барьерных, или шельфовых рифов	—
	Планктоногенная	Кокколито-фораминиферовый	Хребтов и поднятий, котловин
		Диатомитовый (тропический)	—
Холодных вод	—	—	
IV. Элювиальный	Наземная островная	Латеритный	—
		Карстово-фосфоритовый	—
	Подводная	Пелагическая красная глина	—

сколькy тектонический (вместе с историко-геологическим) признак является ведущим, первое подразделение обстановок — противопоставление океанским континентным, что отражает основное деление земной коры по ее типу. Естественно, морские условия и геотформации существуют не только в океане, но и на континентах, как в эв- и миогеосинклинальных зонах, так и на платформах. Вместе с осадочными рассматриваются и вулканические обстановки и формации, подразделяющиеся по глубине, степени застойности магматических очагов и режиму подачи расплавов, а также характеру экзогенной среды (воздушной или водной) и мегарельефа (см. табл. 4). Дальнейшее подразделение осадочных экзогенных обстановок и формаций производится по среде (водной и воздушной), мегарельефу, климату, характеру и интенсивности питания осадочным материалом и ведущему процессу формирования. Только в платформенных континентальных обстановках признак климата поднимается до четвертого ранга, а в других, активнотектонических обстановках его ранг седьмой или восьмой. Это объясняется более решающей ролью в формировании суперкрупных толщ эндогенного режима, если рассматривать формационный уровень организации геологических объектов.

Схемы классификаций океанских и морских геотформаций следует считать как варианты будущих классификаций.

ЗАДАЧИ И ОПЕРАЦИИ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Формационный анализ может быть определен как комплексное исследование по выявлению формационных типов регионально-стратиграфических единиц — конкретных формаций — и использование их для историко-геологического (палеотектонического, палеогеографического) синтеза и минерагенического анализа. Если иметь в виду и само выделение формационной единицы, то формационный анализ (в широком смысле слова) включает и регионально-стратиграфические исследования, которые на современном этапе развития не могут не быть формационными.

В настоящее время главной задачей формациологии является создание как можно более полного перечня формационных типов (систематики), в котором могли бы найти свое место все или большая часть конкретных формаций при их отнесении к абстрактным. Для ее решения необходимо не только совершенствовать регионально-стратиграфические, но и литологические и генетико-палеогеографические исследования, выявляющие их основные системные и парасистемные признаки — генетический состав (состав из генетических типов отложений) и породный состав, а также циклитовую структуру — элементарные ячейки формаций. Важнейшая особенность геотформаций — фаціальная структура — выявляется регионально-стратиграфическими исследованиями.

В формационном анализе необходимо: 1) различать фации, литоформации и геотформации, конкретные и абстрактные формации, или формационную единицу и формационный тип, 2) совершенствовать регионально-стратиграфические исследования в направлении выделе-

ния полноценных в историко-геологическом отношении конкретных формаций — свит, и региональная стратиграфия должна становиться формационной, 3) углублять литогенетические исследования, доводя их до выделения генетических типов отложений — основного системного признака геоформаций, а также изучение системной структуры конкретных формаций для выявления парагенезов генетических типов, или парагенотипов, — элементарных ячеек геоформаций, 4) совершенствовать палеогеографические и палеотектонические реконструкции — для использования их (по методу обратной связи) в генетическом и формационном анализе и последующем истолковании данных последнего в историко-геологическом синтезе, 5) выявлять закономерности размещения жидких и твердых полезных ископаемых внутри формаций.

Последовательность операций формационного анализа заключается в: 1) выделении конкретных формаций — в рамках регионально-стратиграфических исследований, 2) изучении вещественного состава, фациальной и циклитовой структуры конкретных формаций — важнейших формационных признаков, 3) определении генотипов и парагенотипов — основных системных признаков геоформаций, 4) палеогеографической интерпретации карт фаций и выяснении палеогеографических и палеотектонических (вместе — геологических) обстановок, породивших определенные формации, 5) отнесении конкретной формации к формационному типу — по парагенотипам с учетом фациальной структуры, вещественного состава и другим признакам, 6) использовании формаций, формационных рядов для палеогеографического, палеотектонического, историко-геологического и минерагенического анализа территорий и синтеза.

Таким образом формационный анализ объединяет регионально-стратиграфические, фациально-палеогеографические и литогенетические исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Распространение на современные и древние морские отложения представлений о генетических типах необходимо, возможно и плодотворно.

Генетическая типизация морских отложений основывается на принципах: 1) разделения понятий о способе и об условиях накопления, 2) ведущего значения способа образования, выражающего генезис в прямом смысле термина, 3) моногенетичности, или однородности по генезису, 4) предпочтительности историко-геологических критериев перед чисто динамическими или литогенетическими (если это не противоречит предыдущему принципу), 5) историко-геологической конкретности и целостности (на чем основывается выделение парагенотипов).

Генетические типы — отложения, возникшие в результате определенного экзогенного геологического процесса осадконакопления — вулканического, химического, биологического, механического и элювиального, проявляющихся в тех или иных, чаще всего динамических формах аккумуляции или их модификациях, зависящих от местных условий. Следовательно, ни условия образования, ни существенный состав прямо не входят в понятие, хотя многие типы специфичны по составу и все генотипы указывают на те или иные условия. Парагенетические ассоциации генетических типов, или парагенотипы — естественные элементарные сообщества горных пород и отложений, возникшие за один и тот же этап развития зоны осадкообразования в одинаковых условиях, но в результате разных процессов. Парагенотипы противопоставляются генетическим ассоциациям, порожденным одним и тем же способом накопления. Весьма разнородные, генетически контрастные ассоциации — паракатетические. Конкретным выражением парагенотипов чаще всего служат циклотемы или другие элементарные циклиты. В силу своей обычной генетической разнородности парагенотипы уже строго не генетические, а формационные единицы — элементарные ячейки геоформаций, поскольку заключают в себе обычно весь набор формациеобразующих генетических типов отложений.

Классификация генетических типов морских отложений основывается на принципах их типизации, на принципе иерархичности и на признаке первичности или вторичности материала. Исходя из общего представления о морском седиментогенезе как результате проявления основных геологических процессов или способов формирования отложений, выделяются четыре типа отложений ранга класса, или ряда: 1) вулканогенно-осадочного, 2) хемогенно-биогенного (автор пока не смог разделить их на самостоятельные роды), 3) механогенного и 4) подводно-элювиального. Первые два охватывают в основном первичные по компонентам отложения, а вторые — вторичные, механически лишь переотложенные или преобразованные более глубоко на месте при подводном выветривании. По отличиям в спо-

собе образования меньшего ранга выделяются генетические группы (их всего 13) и соответственно генетические типы (их 44), нередко расчленяющиеся на подтипы.

Подводный элювиальный процесс или подводное выветривание определяются как открытая динамическая система механических, физических, биологических и химических процессов преобразования и новообразования горных пород и осадков в условиях поверхностной части литосферы. Подводно-элювиальными является большинство месторождений фосфоритов, глауконитов, железо-марганцевых конкреций, многих цеолитов, монтмориллонитовых глин, а также формация красных пелагических глин и в значительной мере — формация писчего меда.

На основании представлений о генотипах и парагенотипах сформировано генетическое понимание геотипа (конкретная формация) или как историко-геологического типа ассоциаций фаций (конкретная формация) или как историко-генетического типа парагенетических ассоциаций отложений (абстрактная формация — формационный тип), отвечающего устойчиво существовавшей в пределах того или иного региона или бассейна седиментации геологической обстановке. Геологическая обстановка — часть поверхности литосферы регионального масштаба с более или менее однородным и устойчивым в течение определенного отрезка времени (этапа развития региона) сочетанием эндогенных и экзогенных условий формирования суперкристалльных образований, а именно сочетанием тектонического режима, климата и порождаемого ими рельефа.

Методика общего генетического анализа, или генетико-палеогеографо-формационных исследований должна быть комплексной, включающей фациально-палеогеографический, литогенетический и формационный анализы. Основой первого является выделение фаций — участков стратиграфического горизонта, или конкретных формаций — свит. Фации подлежат палеогеографической интерпретации, они должны быть расшифрованы как те или иные обстановки осадконакопления. Палеогеографическая обстановка осадконакопления — основное понятие палеогеографических реконструкций. Последние восстанавливаются прежде всего по картам фаций с помощью генетических типов отложений и других генетических и палеогеографических признаков.

Основа литогенетического, или просто генетического анализа — выделение литологических типов слоев по комплексу первичных признаков. По литотипам собирается и обобщается весь литогенетический материал. Литотипы расшифровываются как те или иные генетические типы. Генотипы — основное генетическое понятие, фокус генетического анализа. Одни генетические типы расшифровываются по собственным признакам. Поэтому они, как реперные или ключевые, служат для расшифровки других, менее выразительных и определенных, что составляет содержание парагенетического анализа. Однако многие типы расшифровываются только на палеогеографическом фоне, т. е. с использованием уже восстановленных обстановок.

Основой формационного анализа является выделение полноценных в историко-геологическом отношении формационных единиц —

конкретных формаций. Таковыми могут быть свиты, которые и выделяются как комплексы слоев, отвечающие геологическим этапам развития региона, т. е. как историко-геологические единицы. Свиты расшифровываются как те или иные формационные типы. Эта формационная интерпретация свит производится по их фациальной структуре, выясненным генетическим типам отложений и обстановкам осадконакопления, а также на основе изучения породного состава, геохимических и других особенностей. Геоформации используются в геотектоническом анализе регионов, в историко-геологическом синтезе, минерагеническом анализе территорий и при инженерно-геологических изысканиях.

В каждом виде генетического анализа четко различаются две самостоятельные стадии: первая — сбор и обобщение фактического материала, вторая — его генетическая интерпретация, когда геологические тела расшифровываются как те или иные генетические типы, палеогеографические обстановки или формационные типы. Между этими стадиями непосредственного перехода нет, здесь всегда скачок, ибо имеет место смена фактов нашими представлениями об их происхождении; поэтому она должна быть подготовлена особенно тщательно и комплексно. Для каждого анализа и для всего комплексного генетического изучения в связи с этим разработаны операции их проведения, основанные на ряде принципов: независимом от тех или иных генетических представлений выделении геологических тел, обязательности генетических интерпретаций фактов на самых ранних стадиях изучения и челночности операций, т. е. неоднократного на протяжении процесса познания перехода от фактов к их генетическим объяснениям и обратно к фактам (по методу обратной связи). Это обеспечивает не только более достоверную интерпретацию, но и существенную экономию времени и средств при исследованиях, ведущихся не вслепую, а по программе, постоянно корректирующейся рабочими гипотезами генетических представлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., Наука, 1974, 318 с.
2. География атоллов юго-западной части Тихого океана/А. К. Агаджанян, А. Г. Воронов, Г. М. Игнатьев и др., М., Наука, 1973, 264 с.
3. Геология океана. Геологическая история океана. М., Наука, 1980, 464 с.
4. Геология океана. Осадкообразование и магматизм. М., Наука, 1979, 416 с.
5. Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М., Наука, 1979, 207 с.
6. Дельты — модель изучения. М., Недра, 1979, 323 с.
7. Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., Недра, 1969, 344 с.
8. Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. Л., Недра, 1974, 160 с.
9. Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований в нефтегазонасыщенных областях. М., Недра, 1974, 376 с.
10. Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., Наука, 1972, 215 с.
11. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962, 705 с.
12. Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М., Наука, 1981.
13. Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., Высшая школа, 1971, 363 с.
14. Леонов Г. П. Основы стратиграфии. М., Изд-во Моск. ун-та, т. 1, 1973, 530 с., т. 2, 1974, 486 с.
15. Леонтьев О. К. Основы физической географии Мирового океана. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975, 288 с.
16. Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Сафьянов Г. А. Геоморфология морских берегов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975, 336 с.
17. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., Наука, 1978, 392 с.
18. Литология и геохимия осадков Тихого океана. М., Наука, 1979, 263 с.
19. Литология и палеогеография биогермных массивов. М., Наука, 1975, 199 с.
20. Логвиненко Н. В. Морская геология. Л., Недра, 1980, 343 с.
21. Лонгинов В. В. Очерки литодинамики океана. М., Наука, 1973, 244 с.
22. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. М., Наука, 1971, т. 1, 480 с., т. 2, 384 с.
23. Макдональд Г. Вулканы. М., Мир, 1975, 432 с.
24. Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные породы. М., Недра, 1977, 213 с.
25. Марковский Н. И. Палеогеографический прогноз нефтегазонасыщенности. М., Недра, 1981, 244 с.
26. Наливкин Д. В. Учение о фациях, М.—Л., Изд-во АН СССР, т. 1, 1955, 534 с., т. 2, 1956, 393 с.
27. Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск, Наука, 1977, 175 с.
28. Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М., Наука, 1979, 236 с.
29. Периодические процессы в геологии/Н. В. Логвиненко, А. И. Айнемер, М. И. Ритенберг и др. Л., Недра, 1976, 264 с.
30. Попов В. И., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат, 1963, 714 с.
31. Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М., Недра, 1981, 439 с.
32. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л., Недра, 1977, 408 с.
33. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Недра, 1959, 704 с.
34. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962, 628 с.

35. Рухина Е. В. Литология ледниковых отложений. Л., Недра, 1973, 176 с.
36. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., Наука, 1976, 299 с.
37. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980, 463 с.
38. Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., Мир, 1974, 327 с.
39. Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М., Изд-во Моск. ун-та, 1965, 196 с.
40. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм. М., Изд-во Моск. ун-та, 1977, 279 с.
41. Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М., Наука, 1977, 152 с.
42. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., Наука, 1966, 240 с.
43. Шенард Ф. Морская геология. Л., Недра, 1976, 488 с.
44. Ancient Deltas. AAPG Reprint series No. 19. Tulsa, Oklahoma, USA, 1975, 226 pp.
45. Deep-water carbonate environments. Soc. of Econ. Paleont. and Geol. Special Publ., No. 25. Tulsa, Oklahoma, USA, 1971, 366 pp.
46. Evolution and Diagenesis of Quaternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia. AAPG Mem. 22/B. W. Logan, J. F. Read, G. M. Hagan a. o. Tulsa, Oklahoma, USA, 1974, 358 pp.
47. King C. A. M. Beaches and Coasts. Edward Arnold, London, 1972, 570 pp.
48. Modern Deltas. AAPG Reprint Series No. 18. Tulsa, Oklahoma, USA, 1976, 205 pp.
49. Sedimentary environments and facies. Oxford, Blacrwel, 1978.
50. Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, USA, 1978, 177 pp.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Агент геологический 7, 20
Аквагенные туфы 51
Акваморены 130
Акватиллиты, акватиллы 130
Аккумулятивные равнины 21
Аллювий подводный 103, 104, 188, 204
Анализ аутигенно-минералогический 173, 176
— генетический 3, 9, 10, 24, 166, 173, 176, 181, 182
— геотектонический 7
— геохимический 173, 176
— динамический фациальный 9
— компонентный 25
— литогенетический 8, 9
— минерагенический 212
— общий генетический 26
— — палеогеографический 172
— палеобиологический 173, 176
— палеовулканоологический 173, 177
— палеогеографический 172, 176
— палеоклиматический 173, 176
— палеотемпературный 173, 176
— палеоэкологический 173, 181
— парагенетический 16, 173
— стадийный 25, 173, 177
— текстурный 173, 181
Анализ терригенно-минералогический 8, 173
— фациально-циклический 4, 185
— фациальный 16, 35, 173, 181
— формационный 8, 166, 169, 173, 177, 197, 211, 212
— циклический 173, 177
Апвеллинг 15, 163
Ассоциации генетические 202
— историко-генетические 191
— историко-геологические 191
— парагенетические 201—203, 205
— пляжа 98, 100, 205
Ареалы литотипов 188
Атоллы 76, 78

Банки ракушняковые 83, 204
Бары 17, 98, 100, 180
Барьер геохимический 159
Барьеры галечные, песчаные 16, 98, 99, 179
Биогермы 28, 73, 81, 179
Биолиты 67
Биопостройки 73, 82
Биостромы 73, 81
Биотурбации 152, 154
Биотурбиты 146, 152, 153, 165
Биоэлювий 152
Бичрок 79

Валы подводные 98, 109
Валуны «уроненные» (дрощстоун) 136
Валунные мостовые 151
Варианты генотипов 31
Вулканозелювий 60
Выветривание 8, 24, 138, 144
Выносы речные 103, 180

Гальмиролиз 138, 145, 158
Гальмиролитит 146, 158, 165
Генезис 11, 22—24
Генотип 186
Генотипы ключевые 179
Геотформация 7, 27, 189, 191, 205, 211
Гиалокластиты 17, 52
Гипергенез 8, 143
Глауконит 152, 158, 162
Глина красная пелагическая 20, 164
Горизонты конденсации 146, 149, 151
Границы стратиграфические 197, 199
— фациальные 197, 199

Дайки нептунические 127
Дельты подводные 104, 115
— речные 9, 104
Деляпсий подводный 93
Дерущий подводный 90
Десперсий подводный 92
Дефлюксий подводный 95
Диагенез 8, 143, 144

Единицы геостратиграфические 192, 193, 196, 201
— ландшафтные 8, 9, 32, 34—36
— литостратиграфические 197, 200, 201
— регионально-стратиграфические 193, 196, 201
— фациальные 9, 34, 35
— формационные 34, 167, 191, 195, 208

Зональность вертикальная 14
— геохимическая 65
— климатическая 13, 14
— тектоническая 13, 14
— фациальная 179
— циркумконтинентальная 14

Изменчивость фациальная 174, 181
Илы гемипелагические 129
— диатомовые 19, 20, 87
— кокколитовые 19, 87
— радиоляриевые 19, 87
— фораминиферовые 19, 86
Интерпретация генетическая 3, 7, 169, 170
— палеогеографическая 169, 181
Исследования комплексные 4, 11, 166, 168

- Источник вещества 46
 Ихнитолиты 146, 152, 153
- Камни вытаивания** («уроненные», друп-
 дстоун) 136
Каналы приливные 112
 — стока 78, 112
Каньоны подводные 9, 21
Карты палеогеографические 7, 176, 180,
 181
 — — специальные (частные) 177—181
 — фациальные 7, 170, 177, 179—181
Катагенез 8
Классификации генетические 6, 34, 170,
 182, 210
Ключ палеогеографический 16
Коллектора нефти, газа, воды 83, 101
Коллювий 89
Комплексность исследования 166, 170
Компоненты осадка 25, 47, 54
Конденсирование осадка 146, 149
Контуриты 18, 116
Конуса выноса глубоководные 121
Конуса шлаковые 56
Косы 112, 113
- Лавокластиты** 17, 51
Лахары 47
Литотипы 4, 167, 179, 182
Литофации 194
Литоформации 189, 194, 211
Ложе ледниковое скальное 131
Лука подводные 72
- Мангры** 71, 72
Материал айсберговый 134
Метасоматоз 24, 62, 153
Метасоматиты 60, 65, 165
Метод актуалистический 7
 — генетический 3
 — Грессли 175, 181
 — палеогеографический 7, 175
 — фациально-стратиграфический 175
 — фациально-палеогеографический 7,
 177
 — фациальный 37, 175, 193
Методика комплексная 4, 5, 166, 168
 — литогенетического анализа 4, 182
 — формационного анализа 189
Моласса 8, 190
Морены морские, подводные, шельфовые
 130
- Обстановка геологическая** 30, 191, 206,
 212
 — осадконакопления 9, 175
 — палеогеографическая 167, 172, 173,
 176, 212
Образования остаточные 40
Однородность генетическая 27, 33, 37
Окаменение 139
Олистолиты 95•
Олистостромы 95
- Осадки металлоносные** 63
 — эдафогенные 13, 16, 25
Отложения абиссальных донных течений
 118
 — авандельтовые 16
 — айсберговые 17, 130, 133
 — актиноводные 68
 — биогенные 71
 — баровые 16
 — вдольбереговые течений 112
 — волновые 97, 101
 — вулканогенно-осадочные 48
 — гидротермные 49, 63
 — гравитационные 120
 — дельтовые 18, 104
 — донных шельфовых течений 116
 — заливные 187
 — западинно-шельфовые 16, 70
Отложения зоны волнения 101
 — кокколитовые 19
 — криосолифлюкционные 96
 — лагунные 69
 — ледниковые 130
 — ледовые 17, 130
 — марино-гляциальные 130
 — механогенные западинно-шельфовые
 16
 — мутьевых течений 119, 120
 — нефелюидные 118, 127
 — нефтематеринские 88, 112
 — палимпсестовые 117
 — планктоногенные 19, 67, 85
 — подводно-коллювиальные 89
 — — луговые 72
 — — обвальные 73, 204
 — — оползневые 93, 204
 — — осыпные 92, 204
 — — солифлюкционные 95
 — прибойные 98, 100
 — приливные 108
Отложения припайные 130, 134
 — ряби мелководья 101, 102
 — стоковых течений (стоково-флюви-
 альные) 114
 — тиховодные 69
 — турбидитные 119, 120, 204
 — хемогенные активноводные 68
- Палагонит** 53, 62, 164
Панцири 162, 165
Парагенез (ис) 10, 27
Парагенотипы 30, 33, 201—203, 205
Паракатезис 203
Парастерезис 203
Перлювий 146—148, 165
Пляж 16
Подход историко-геологический 3, 7, 142,
 198
 — парагенетический 28
 — термодинамический 143
 — эмпирический 167, 196
Поток агломератовый 50
 — прибойный 98

- флювиальный 103
- Потоки грезекаменные, щебнистые 120
- зерновые или песчаные 120
- мутьевые 9, 35, 119, 120
- пирокластические 46
- суспензионные 119, 120
- Признаки генетические 178, 179, 182, 185
- литологические 22
- парагенетические 186
- моногенетичности 27, 33, 171
- независимости 166
- обратной связи 167, 186
- разделения понятий 171
- ранней интерпретации 167
- челочности операций 168
- этапности 197
- Принципы генетической типизации 30, 33
- Прорывы дельтовых протоков 104
- Профиль фациальный 170, 177, 178, 181
- Процедура литогенетического анализа 185, 188
- фациально-палеогеографического анализа 180, 181
- формационного анализа 212
- Процесс элювиальный 141, 142
- Процессы гидрогенные 17, 19, 21
- гравитационные 18, 19, 21
- динамические 10, 21, 26
- Развалы каменные 145, 147
- Рассолы металлоносные 63
- Расчленение формационное 200, 201
- Расшировка генетическая 166, 170
- палеогеографическая 166, 167, 170, 178, 181, 185
- Реконструкции 6, 9, 172, 185
- Рифы барьерные 73, 76
- береговые 78
- Россыпи 17, 101, 137
- Руды железа, марганца 18, 66
- Ряд генетический 41, 42
- формационный 171
- Свита 169, 171, 194, 195, 198, 208
- Сингенез 144, 145
- Скачок интерпретационный 170, 171, 186
- Слоистость градационная 121, 125
- конвольютная 121
- косая 8, 187
- Состав вещественный 189, 191, 206, 212
- генетический 190
- компонентный 24, 31
- литологический 192, 195, 206
- Способ образования 22, 24, 28, 29
- Стратиграфия региональная 169, 197
- Структура фациальная 6, 13, 174, 178, 212
- Структура циклитовая 200, 212
- Твердое дно 154, 165
- Террасы коралловые 80, 81
- Тефра 54, 57
- Тефроиды 46, 47
- Течения гравитационные 18, 120
- приливные 108
- придонные 116, 118
- суспензионные 120
- Тиллиты 130
- Тип генетический компонента 3, 6, 25, 26, 167, 171
- литологический 4, 35, 167, 171
- — отложений 3, 6, 26, 167, 171, 182
- — ключевой 179
- геологического процесса 26, 34
- парагенетический 27, 171
- формационный 167, 169, 171, 191, 208
- Типизация генетическая 30, 33, 206
- Типы отложений 4—8, 26, 28, 31, 49, 167
- Турбидиты 21, 107, 119, 121
- Туффиты 47, 48
- Туфы 9, 17, 45, 50, 54
- безжерловых вулканов 59
- гидроэксплозивные 59
- резургентные 54, 58
- тефровые 17, 57
- Угли 179, 187
- Условия осадконакопления 24, 25, 28, 29, 173
- Устричники 83, 84, 108
- Фации 5, 6, 34, 167, 172, 197, 205
- геохимические 8
- Фация 7, 10
- ключевая или реперная 179
- песчаного барьера 179
- Флиш 8, 10, 189, 190, 207
- Флюксотурбидиты 126
- Форма аккумуляция 28, 88
- Формации 6, 7, 34
- рифовые 76, 81
- Формациология 10, 197
- Формация 6, 7, 34, 192—194
- абстрактная 191, 208
- генетическая 194
- конкретная 167, 169, 171, 191, 208
- литологическая 191
- Фосфориты 159, 162, 165
- Хемобиолиты 66
- Хемозлювий 146, 155, 160
- Ходы илоедов 152—154
- Циклиты 32, 107, 171, 185, 187, 204
- Челочность операций 168
- Черни 72
- Шельф 16
- вулканический 17
- Шлир 10, 190, 207
- Экзодиагенез 140
- Экзокласты 46
- Элювий 26, 137, 165
- вулканический 46, 60, 165
- подводный 144, 146, 165
- Этап 177, 192, 196, 197
- Ячейка элементарная 169, 207

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Часть I. Принципы генетической типизации	6
История развития генетического анализа	6
Современное осадконакопление в морях и океанах	11
Результаты изучения осадков морей и океанов	12
Факторы, зональности и типы морского седиментогенеза	13
Типы морских осадков	15
Некоторые особенности морского осадконакопления	21
Основные понятия и принципы генетической типизации осадочных образований	22
Понятие генезиса в геологии и седиментологии	22
Понятие о генетических типах отложений	26
Соотношение способа и условий образования отложений	28
Принципы генетической типизации	30
Выводы	33
Часть II. Система генетических типов	34
Классификация генетических типов	34
Пути построения генетической классификации	34
Предлагаемая классификация генетических типов	41
Выводы	44
Вулканогенно-осадочный генетический ряд	45
Некоторые сведения по истории выделения вулканогенно-осадочных образований	47
Типизация и классификация вулканогенно-осадочных образований	50
Эффузивно-осадочная группа	50
Эксплозивно-осадочная группа — туфы	54
Гидротермно-осадочная группа	60
Выводы	65
Хемогенно-биогенный генетический ряд	66
Типизация и классификация хемогенно-биогенных отложений	66
Хемогенная группа	68
Биогенная группа	71
Выводы	88
Механогенный генетический ряд	89
Подводно-коллювиальная группа	89
Волновая группа	97
Подводно-флювиальная группа	102
Тиховодная механогенная группа	127
Марино-гляциальная группа	130
Выводы	136
Подводно-элювиальный генетический ряд	137
Некоторые сведения по истории изучения и выделения элювия	137
Определение выветривания	138
Подводный элювий и его классификация	144
Физический элювий	147
Биоэлювий	152
Хемозэлювий	155
Выводы	164
Часть III. Методика общего генетического анализа	166
Основы методики общего генетического анализа	166
Принципы методики	166
Общая схема генетических исследований	168

Система генетико-палеогеографических и формационных понятий и терминов	170
Методика палеогеографических исследований	172
Задачи палеогеографических исследований	172
Фации и фациальный анализ	174
Палеогеографические обстановки и их реконструкция	176
Последовательность операций фациально-палеогеографического анализа	180
Методика литогенетических исследований	182
Задачи литогенетических исследований	182
Понятие о литологических типах	182
Последовательность операций литогенетического анализа	185
Основы формационного анализа	189
Геоформации и литоформации	189
Выделение формационной единицы	195
Соотношение формационных и стратиграфических границ	197
Понятие о парагенотипах и их классификация	201
Типизация и классификация геоформаций	206
Задачи и операции формационного анализа	211
Заключение	213
Список литературы	216
Предметный указатель	218

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ**

КРАСНЫЙ Л. И.

Глобальная система геоблоков.

1984.— 16 л.— 2 р. 50 к.

Приведено геолого-тектоническое и геофизическое обоснование делимости литосферы на глыбовые структуры — геоблоки (литосферные блоки), отчетливо выделяющиеся на континентах, в океанах и в зонах их сочленения (транзитальях). Рассмотрена история вопроса, морфология геоблоков, их границы, геологические и геофизические данные, а также значение геоблоков и межгеоблоковых зон для размещения металлогенических провинций и районов и нефтегазоносных бассейнов. Дана краткая характеристика геоблоков всей Земли.

Для геологов, занимающихся вопросами геотектоники и металлогении, поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых.

ХАИН В. Е.

Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс.

1984.— 35 л.— 5 р. 80 к.

Приведено описание отдельных складчатых геосинклинальных областей, входящих в Альпийский Средиземноморский пояс, протягивающийся от Испании и Марокко до Индонезии. Дается характеристика тектонического строения складчатых областей и систем, основных этапов их развития, освещаются основные нерешенные проблемы. Изложение сопровождается тектоническими, а также палеотектоническими схемами и профилями.

Для геологов, геофизиков и географов; может быть полезна преподавателям и студентам старших курсов геологических факультетов вузов и университетов.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

Владимир Тихонович Фролов
ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ
МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Редактор издательства **Т. А. Горохова**
Переплет художника **В. Ю. Новикова**
Художественный редактор **Е. Л. Юрковская**
Технические редакторы **А. Г. Иванова,**
Л. Г. Лаврентьева
Корректор **А. А. Передерникова**
ИБ № 4891

Сдано в набор 10.08.83. Подписано в печать 23.12.83. Т-22696.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. п. л. 14,0. Усл. кр.-отт. 14,0.
Уч.-изд. л. 17,0. Тираж 1840 экз. Заказ 443/8887—1.
Цена 3 руб.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

