

ПРЕДИСЛОВИЕ

Пески и песчаники—один из наиболее распространенных типов пород осадочной оболочки Земли — слагают примерно пятую часть общего ее объема. Они представлены в отложениях всех геологических возрастов, от наиболее древних до самых молодых, и во всех структурных зонах континентов — платформенных, геосинклинальных и орогенных. Не менее велико их значение в осадках шельфа и материкового склона океанов. Распространенность песков во времени и в пространстве в значительной мере предопределяется режимом тектонических движений земной коры, ее поднятиями. По этой причине формирование песчаных пород является как бы кульминацией начальных и заключительных стадий тектонических циклов и пространственно тяготеет к областям древних поднятий, разрыв которых являлся главным источником песчаного материала.

Значение песков и песчаников в жизни человечества трудно переоценить. С незапамятных времен они использовались как строительные материалы, дорожные покрытия, абразивы, сырье для производства стекла и керамики. С песчаными породами связаны крупнейшие месторождения нефти и природного газа, россыпи многих ценных минералов, таких, как золото, платина, алмазы, касситерит, вольфрамит, циркон, монацит и т. д. Преобладающая часть подземных вод (пресных, соленых и рассолов) циркулирует в песчаных коллекторах, совершая на своем пути грандиозные геохимические преобразования. Решение многих инженерных задач, в частности укрепление береговых зон, строительство портов, сооружение каналов, закрепление дон и барханов, требует точного знания физических свойств песков в разных средах и гидродинамических условиях.

Пески более, чем любой другой тип осадочных пород, сохраняют в своем минеральном составе признаки исходных материнских пород. Именно на этом основана реконструкция петрографического состава питающих провинций, т. е. древней суши и областей сноса. Палеогео-графическое значение песков и песчаников не ограничивается только этим. Изучение геометрии ориентированных текстур и их региональное картирование позволяют проследить пути переноса терригенного материала, восстанавливать положение русел древних рек, направление течений в морских и континентальных бассейнах, судить о гидродинамическом режиме водной среды далекого прошлого. Преобразования состава терригенных и аутигенных минералов песчаников дают ключ к познанию геохимической истории вторичных процессов, происходивших в результате деятельности подземных вод и погружения осадочных толщ на большие глубины — в области повышенных температур и давлений.

Эти и многие другие аспекты изучения песчаных пород нашли свое отражение на страницах данной книги, представляющей по существу первое в мировой литературе крупное обобщение, всесторонне освещающее на современном научном уровне литологию и в известной мере геохимию песков и песчаников. В ее создании объединились опыт и знания трех видных американских исследователей, внесших значительный лич-ный вклад в познание вещественного состава, строения и условий формирования песчаных пород. Профессор Гопкинского университета в Балтиморе Ф. Дж Петтиджон является одним из основоположников современной американской школы петрографов-осадочников. Его перу принадлежат региональные и теоретические работы, среди них выделяется известная литологам всего мира фундаментальная сводка по осадочным породам, которая, к сожалению, до сих пор не переведена на русский язык («Sedimentary rocks», 1949, 1957, 1975). Второй автор — ученик и последователь Петтиджона, профессор Цинциннатского уни-верситета П Поттер, крупный специалист в области изучения физических свойств, структур и текстур песчаных пород, а также их региональной литологии. Профессор Гарвардского университета Р. Сивер развивает геохимическое направление в изучении седиментационных и пост-седиментационных процессов в современных и древних осадках.

В книге собран и систематизирован огромный фактический материал, характеризующий минералогический и химический составы важнейших классов и групп песчаных пород, их физические свойства, текстурные и структурные особенности, питающие провинции, фациальные обстановки накопления и преобразования песчаного материала, закономерности переноса и распределения песков на площади современных и древних водоемов. Рассмотрены процессы, приводящие к образованию важнейших типов (терригенных, пирокластических и карбонатных), классов и групп песчаников. Особенно большое внимание уделено мобилизации материала, его транспортировке и осаждению, разнообразным сингенетическим деформациям, диагенетическим и катагенетическим преобразованиям. Существенное значение авторы придают фациальным обстановкам накопления песков, специфические признаки которых получили детальное освещение в заключительных главах книги. Приведена подробная характеристика геотектонических условий накопления песчаных отложений. Очень ценный материал для сравнения дадут советским читателям детальные описания ряда наиболее хорошо изученных геосинклинальных и платформенных бассейнов, таких, как докембрийская геосинклиналь Коронейшен в Канаде, палеозойская геосинклиналь центральных Аппалачей, докембрийский бассейн Витватер-сранд в Южной Африке, с которым связано золотое и урановое оруденение, палеозойский платформенный угленосный и нефтеносный бассейн Иллинойс в США и позднемезозойская геосинклиналь Калифорнии, выполненная флишевыми осадками и располагавшаяся на границе континента и океана. Некоторое, хотя и далеко не полное, освещение на материале песков различных возрастов получила проблема эволюционных преобразований в истории Земли.

Каждая из 12 глав книги содержит отличные иллюстрации, многочисленные таблицы фактических данных и весьма представительные списки использованной литературы (в том числе советской). Авторы уделяют большое внимание существующей терминологии, причем некоторые главы сопровождаются словарем наиболее часто употребляемых терминов. Подробно рассмотрены также вопросы классификации песчаников, дается обзор главных ее направлений и излагаются принципы классификации, использованные авторами. Наиболее широко распространенный терригенный тип песков подразделяется ими на классы

исходя из количественных соотношений трех породообразующих компонентов — кварца, полевого шпата и обломков пород. По содержанию же вмещающей массы (матрикса), представляющей собой мелкозернистый агрегат кварца, слюды, хлорита и глинистых минералов, различаются «чистые пески» — арениты, в которых матрикса менее 15%, и «загрязненные пески» — вакки с содержанием матрикса, превышающим эту величину. Термин «матрикс» (matrix) мы сохранили в переводе, так как он не имеет строгого русского эквивалента. Термин «provenance», также часто употребляемый в английской литературе, в одних случаях обозначает происхождение, или источник материала, в других — петрографический состав области питания, в третьих — обстановку, существовавшую в питающей провинции. В зависимости от контекста в переводе использовалось то или иное значение термина. Следует также отметить более широкое, чем принято в отечественной литературе, понимание термина «диагенез».

В целом книга «Пески и песчаники» является первоклассным обобщением и наиболее полной сводкой оригинальных данных. Она имеет не только научное, но и большое прикладное значение. В ней обоснованы важные теоретические положения аренологии и содержатся сведения, необходимые для прогноза многих полезных ископаемых, связанных с песчаными породами. Книга представляет интерес для широкого круга советских геологов: литологов, геохимиков-осадочников, нефтяников, гидрогеологов, специалистов в инженерной геологии и других смежных областях науки и производства.

А. Ронов

Идея написать эту книгу впервые возникла после конференции по песчанникам, организованной авторами в 1964 г. в городе Банф, провинция Альберта, при содействии Ассоциации геологов-нефтяников и Университета Альберты. Вторая конференция на эту тему проводилась в 1965 г. в Блумингтоне с участием геологической службы и Университета штата Индиана. К этой конференции был составлен и опубликован Геологической службой штата Индиана сборник тезисов объемом 200 страниц. Интерес, проявленный к сборнику, и многочисленные заявки на него побудили нас дополнить и расширить его, в результате чего и появилась данная книга.

Мы надеемся, что книга будет полезной для студентов и молодых специалистов, а может быть, и для преподавателей при чтении курсов по седиментации, осадочной петрологии или общей петрологии. Хотя мы и сосредоточили основное внимание на песчанниках, книга, несомненно, представит интерес и для исследователей, изучающих все типы осадков. Мы надеемся также, что она будет служить полезным справочником для геологов-профессионалов, особенно для тех, кто работает в области нефтяной геологии, гидрогеологии и экономической геологии. Поскольку объект исследования тесно связан с поверхностными процессами, книга может представить интерес для геоморфологов и инженеров, имеющих дело с побережьями и реками, где пески находятся в непрерывном движении.

При изложении материала предполагалось, что читатели обладают элементарными сведениями по минералогии, химии и статистике. Так как любое исследование осадочных пород, а особенно песчанников не может считаться полноценным или завершенным без тщательного микроскопического анализа, то мы полагали, что читатели обладают необходимыми знаниями и опытом изучения песков и песчанников под микроскопом.

Однако некоторые сопредельные области знаний мало знакомы геологам, и, хотя в книгу не включены разделы по статистике и термодинамике, мы тем не менее сочли целесообразным включить в нее разделы, излагающие основные принципы течения жидкостей и движения зернистых материалов. Нам кажется, что определенные знания в этой области приобретают все большее значение в понимании физической седиментации и производных структур и текстур песков.

Книга построена таким образом, что ведет читателя от частного к общему, т. е. от рассмотрения компонентного состава зерен песчаника переходит к анализу особенностей распределения песчаников в пределах всего осадочного бассейна. Первая половина книги преимущественно описательная и представляет собой резюме всего, что известно о песчаниках, начиная с их минералогического и химического состава (гл. 2), геометрических свойств (гл. 3), к более общим особенностям их строения и структуры (гл. 4), и кончая характеристикой пород, как таковых (гл. 5, 6, 7). Вторая половина книги представляет собой в основном попытку интерпретировать процессы формирования песков (гл. 8), их транспортировки, отложения (гл. 9) и постседиментационного преобразования (гл. 10). В заключительной части книги рассмотрены характерные свойства песков в зависимости от обстановки осадконакопления и анализируются их соотношения с другими осадочными породами (гл. 11), предложены выводы об особенностях их распределения в пространстве и времени (гл. 12). Авторы приводят краткий обзор по некоторым хорошо известным бассейнам осадконакопления, в котором сделана попытка интерпретировать геологическую историю, основываясь на данных стратиграфии, осадочной петрологии и палео-потоках.

Описание техники аналитических исследований большей частью опущено. Эти сведения можно почерпнуть в современных справочниках и пособиях (см. список литературы). В виде исключения мы даем, однако, краткое приложение по технике петрографического описания и анализа, что, впрочем, как и техника полевых исследований, лучше всего познается в процессе практической работы под руководством опытных специалистов в этой области. Но мы сочли все же необходимым изложить некоторые основные принципы, так как в большинстве опубликованных руководств подобные сведения отсутствуют.

В книгу не включены многие классические примеры, так как в отличие от юриспруденции или психиатрии для студентов-геологов нет лучшего учебного пособия, чем сами породы. Ни одна из учебных программ по геологическим дисциплинам не может считаться приемлемой

•без тщательно разработанных методик полевых и лабораторных работ. Каждый студент под руководством преподавателя должен вести свою собственную тему. Непосредственная практическая работа всегда дает гораздо больше, чем любое справочное пособие.

Литературные ссылки, как правило, делаются не на всю имеющуюся литературу, а лишь на современные источники и небольшое число более ранних классических работ.

В книгах подобного рода всегда неизбежны заимствования данных из литературных источников. Все такие случаи мы старались оговорить и поблагодарить истинных авторов. Мы также очень благодарны за полезную критику отдельных глав этой книги тем, кто ознакомился с ней в процессе написания.

В частности, мы очень обязаны Мак-Брайду из Техасского университета за сверку названий пород, Смиту из Геологической службы США, Дженксу из Университета Цинциннати, Фишеру из Калифорнийского университета в Санта-Барбара за прочтение главы о вулканокластических песках, Саттнеру за ценную критику гл. 4 и 6, Мидлтону из Университета Мак-Мастер, Штернбергу из Университета Мэриленда

•и Сутарду из Массачусетского технологического института за их помощь в составлении главы по транспортировке и осаждению песков, Храбару из Хьюмбл-Ойл-Компании за ознакомление с гл. 11, Холму из Уильямса в Аризоне и Маету из Геологической службы Иллинойса за чтение отдельных частей этой же главы, Преториусу из Университета

в Витватерсранде и Оджакангасу из Университета Миннесоты в Дулу-те за их замечания к отдельным частям гл. 12, Кастнер за помощь в проведении рентгеновского и электронного исследования песчаников Триволи, Хоровицу из Университета Индианы за внимательное ознакомление и полезные рекомендации к многим главам книги. Мы очень благодарны Берсон, Фейнур, Дель Уомо, Пауэлл и Уорсуик за печатание окончательного варианта рукописи и нашим издателям за их помощь в подготовке иллюстраций и за постоянный интерес к книге.

Для того чтобы подчеркнуть наше равноправное участие в создании этого пособия и дружеские взаимоотношения между нами, мы располагаем наши фамилии в алфавитном порядке.

1 января 1972 г.

ф. *Петтиджон П. Поттер Р. Сивер*

Глава 1 ВВЕДЕНИЕ И ИСХОДНЫЕ

МАТЕРИАЛЫ

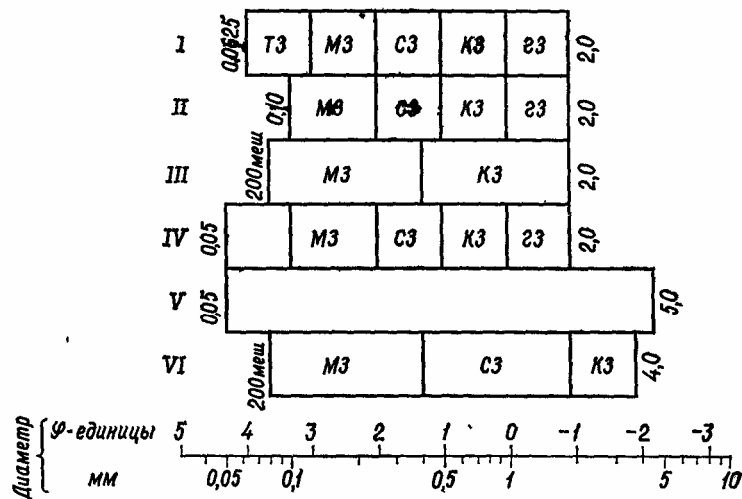
ПЕСОК И ПЕСЧАНИК—ОПРЕДЕЛЕНИЕ

Пески и кластические осадки в общем отличаются от изверженных и других кристаллических пород своим каркасным строением, устойчивым в гравитационном поле Земли. Зерна изверженных и структурно сходных с ними пород контактируют между собой всей своей поверхностью, а зерна в песках соприкасаются между собой лишь в нескольких точках, так что в промежутках между ними сохраняется система открытых, сообщающихся объемных пустот. Вследствие этого пески обладают высокой пористостью и представляют собой выполненные флюидами поровые системы. Неравномерное распределение стрессовых напряжений вдоль границ зерен может привести к их растворению в участках повышенного давления и переотложению этого материала в других местах; в результате увеличиваются поверхности соприкосновения зерен и уменьшается поровое пространство. Подобный процесс, сочетающийся в некоторых случаях с привнесом цементирующих материалов, приводит к образованию конечного продукта — породы, лишенной пористости, зерна которой контактируют между собой всей поверхностью. Подобным образом песок с тангенциальными контактами зерен и пористостью 35—40% превращается в прочно сцементированную мозаику тесно соприкасающихся между собой кристаллических зерен с нулевой пористостью.

Песок — это рыхлый, несцементированный зернистый материал, зерна или каркасообразующие элементы которого по своим размерам должны соответствовать градациям, принятым для песков. Попытки дать более точное определение песка предпринимались неоднократно. Они были направлены в основном на то, чтобы выразить размер зерен через их конкретный «диаметр». Но поскольку частицы песчаной размерности имеют неправильную форму, прежде всего необходимо уточнить смысл термина «диаметр» применительно к таким частицам (гл. 3). Известны также многие попытки определить «песок» как размерную категорию. Обычно это часть более общей задачи, состоящей в упорядочении всех понятий размерности и в создании общей «гранулометрической шкалы» (гл. 3). На фиг. 1-1 показаны некоторые классификации с выделением фракций песков в зависимости от крупности слагающих их зерен. В данной книге для понятия «песок» авторами принят интервал размеров частиц диаметром от 0,0625 (1/16) мм до 2,00 мм, поскольку этот интервал стал наиболее употребительным среди седиментологов.

Хотя размеры песчинок ограничены пределами 0,0625—2,00 мм в диаметре, предел колебаний зерен по объему на самом деле более значителен. Частица сферической формы диаметром 2 мм имеет объем 4,2 мм³. При диаметре 1/16 (0,0625) мм объем зерна составляет около 0,00012 мм³. Больше зерно превышает по объему меньше в 34688 раз. Иными словами, при 32-кратной разнице в диаметрах они отличаются в 35 тысяч раз по объему, и эта величина является наиболее верным отражением размерности составных компонентов песков.

Существующие определения «песка» как осадочного образования в отличие от его понимания как размерной категории также весьма раз-



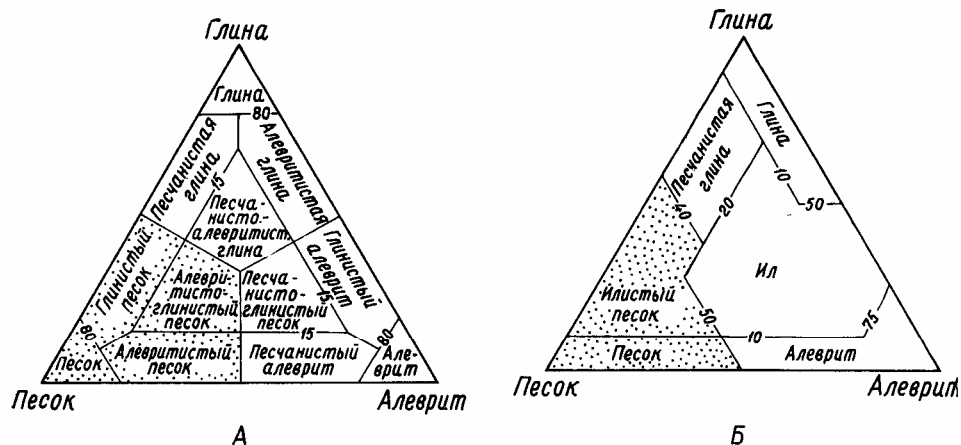
Фиг.1-1. Гранулометрические шкалы песков.

Обратите внимание на несовпадение номенклатуры и границ интервалов на разных шкалах. тз — тонкозернистый; мз — мелкозернистый; сз — среднезернистый; кз — крупнозернистый; зз — грубозернистый. Классификации предложены: I — Американским геофизическим союзом (Am. Geophysical Union); II — Босуэллом [3]; III — Американским обществом испытания материалов (Am. Soc. Test. Mat.); IV — Ю. С. Д. А. (U. S. D. A.); V — Кайе (1929 г.); VI — Корпусом инженеров и бюро реclamation (Corps Engineers and Bur. Reclamation).

лично. Из обзора литературы никаких общепринятых определений установить не удалось. На основании каких величин — средних, медианных или модальных — следует относить рыхлые образования к категории песков? Какое количество материала песчаной размерности-(50%, больше или меньше) должны содержать отложения, определяемые как пески. Вопрос можно поставить и иначе: какое количество более грубого или более тонкого материала по сравнению с количеством песчаных зерен может присутствовать в песках? Два примера классификации обломочных осадков смешанного состава представлены на фиг 1-2. Сделана также попытка решения проблемы номенклатуры песков с различной примесью материала другой размерности.

Из приведенного выше обсуждения очевидно, что оба термина — «песок как материал определенной размерности» и «песок как тип отложений» — не включают данных о составе или генезисе. Пески могут быть кварцевыми и карбонатными. Могут формироваться при разрушении гранита (кварцевые) или как продукт химического осаждения (оолитовый песок) (фиг. 1-3). Практически мы склонны называть песками все эти материалы, различные по составу и генезису. Однако есть тенденция ограничить применение термина «песчаник» только к тем сцементированным пескам, которые содержат кремнезем. Литифицированные карбонатные пески называют известняками, а не песчаниками. Даже сам термин «песок» без сопутствующего прилагательного обычно подразумевает силикатный состав. Чтобы избавиться от этой неопределенности, были предложены термины «аренит» и «псаммит», отражающие только размерность материала безотносительно к его составу. В этой книге карбонатные и другие несиликатные пески, как правило, не рассматриваются.

Как указывалось выше, размеры частиц, определяющие принадлежность материала к пескам, установлены несколько произвольно. Однако, по мнению некоторых исследователей, существуют «природные» границы, позволяющие отделить пески от других кластических ма-

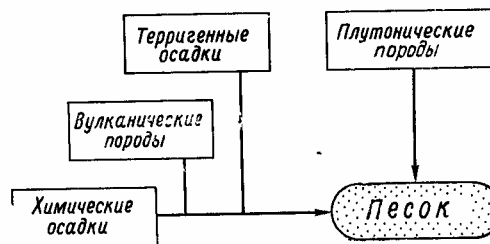


Фиг. 1-2. Два примера номенклатуры смешанных кластических осадков. А — симметричная схема и Б — асимметричная схема; последняя составлена на основе разграничений, принятых в современной морской геологии (измененная схема Шепарда [37]).

териалов. Уэнтзуэрт [46], например, полагает, что размеры частиц основных классов кластических осадков — песков, алевритов, глин — обусловлены генетически, т. е. зависят от особенностей их формирования из исходных пород, а также от основных условий транспортировки

Фиг. 1-3. Генезис песка.

Плутонические породы поставляют главным образом кварц и полевой шпат; терригенные осадки — кварц и обломки пород; вулканические породы — обломки пород и стекла; химические осадки — обломки карбонатов.



текучими водами. Пески являются продуктами распада грубозернистых исходных пород, и величина их зерен (в первую очередь кварца) определяется структурными особенностями исходного материала. Отмечается дефицит обломочных продуктов, приближающихся по своим размерам к гравию и алевриту (обзор этой проблемы можно найти в работе Рассела [35]). Песок в отличие от более тонкозернистых материалов транспортируется преимущественно перекачиванием и скольжением по дну или сальтацией, лишь в очень небольшой степени переносится турбулентными потоками во взвешенном состоянии.

Багнолд [1] предлагает считать нижним пределом размерности песчаных зерен тот размер, при котором конечная скорость падения частиц становится меньше, чем вертикальная составляющая турбулентного потока. За верхний предел он принимает размер частиц, остающихся на поверхности дна под действием либо прямого давления жидкости, либо ударов других движущихся частиц. Подобный принцип определения песка, основанный на поведении его частиц в процессе переноса, зависит от свойств среды, воздушной или водной, и применим лишь к некоторым усредненным условиям. Установленный в соответствии с этими условиями размер частиц примерно совпадает с общепри-

пятыми параметрами. Багнолд далее подчеркивает, что материал, соответствующий песку, обладает одной характерной особенностью, которая отсутствует как у более грубозернистого, так и у более тонкозернистого материала, а именно способностью к самонакоплению. Используя энергию транспортирующей среды, песок группирует из разрозненных компонентов скопления определенной формы, разделенные промежутками, лишенными зерен. Обычным способом перемещения песков является наземная или подводная миграция таких нагромождений или «дюн».

ОТНОСИТЕЛЬНАЯ И АБСОЛЮТНАЯ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ

Для оценки относительной распространенности песчаников по сравнению с другими хорошо известными типами осадочных пород применяется несколько методов. Они основаны или на прямых замерах многочисленных стратиграфических разрезов (табл. 1-1), или на расчетах относительной роли песчаников исходя из геохимических соображений (табл. 1-2). Результаты, полученные разными методами, несколько отличаются. Обычно относительное количество песчаников и известняков, установленное с помощью замеров реальных разрезов, оказывается больше, чем полученное расчетным путем. Частично это может быть связано с выносом тонкой глинистой фракции в глубокое море, в связи с чем доля сланцев в стратиграфических разрезах занижена, тогда как доля песчаников и известняков соответственно завышена. В итоге по

Таблица 1-1

Распространенность важнейших типов осадочных пород по результатам измерений стратиграфических разрезов (e/n)

	Лейт и Мид (1915) ¹	Шухерт (1931) ²	Кюнел (1941) ³	Крынин (1948) ⁴	Хорн и Адамс		Ронов (1968) ⁵	
					Континентальные — щиты	Подвижные — пояса —	Платформы	Геосинклинали
Сланцы	46	44	57	42	53	59	49	39
Песчаники	32	37	14	40	28	36	24	19
Известняки	22	19	29	18	19*	5*	21	16

* Включая 3% эвапоритов.

¹ Лейт и Мид получили эти цифры как среднее для Северо-Американских разрезов общей мощностью 156 тыс м; средние данные для разрезов Евразии с суммарной мощностью 188 тыс. м составляют 49, 32 и 19% соответственно.

² Шухерт [36] основывает свои данные на замерах Северо-Американской палеозойской толщи, максимальная мощность которой составляет 77 700 м.

³ Кюнел [21] получил свои цифры как результат измерений, выполненных в Индонезии.

⁴ Крынин [19] не указывает, каким методом были выполнены его расчеты. ¹ Хорн и Адамс [16] заимствуют цифры из разных источников, опубликованных и неопубликованных. Как были выполнены расчеты, не указано.

⁵ Суммировано в работе Ронора [32]. Как было подсчитано, вулканические породы составляют 25% геосинклинального заполнения. 75% общего объема осадков приходится на геосинклинали и 25% на платформы. Доля песчаников составляет 20 или 25%, если исключить вулканиты.

данным Кюнел [21] песчаники составляют 14% общего объема осадков, по данным Ронора и др. [33] — около 20% и 32—37% по данным Лейта, Мида [23] и Шухерта [36]. Оценка Кюнел базируется исключительно на материалах из Индонезии. Результат самых последних расчетов — 26%, приводимый Роновым, по-видимому, относится только к Русской платформе [33].

Подерварт [29] считает, что вычисленные Лейтом и Мидом, Шухертом и Крыниным величины относятся к областям континентальных платформ, тогда как расчеты Кюнел по Индонезии, по-видимому, характерны для молодых складчатых поясов земного шара. Поскольку

Таблица 1-2

**Распространенность важнейших типов осадочных пород
по результатам геохимических и других расчетов (в %)**

	Мид (1907) ¹	Кларк (1924) ²	Холмс (1913) ³	Викман (1954) ¹
Сланцы	82	80	70	83
Песчаники	12	15	16	8
Известняки	6	5	14	9*

* «Карбонатные породы»

¹ Данные Миды [26] основаны на валовых химических анализах. Расчеты соотношений Средних содержаний сланцев, песчаников и известняков выполнены при допущении, что суммарный состав всех трех разновидностей максимально приближается к среднему составу изверженных пород.

² Кларк [6] получил свои цифры, предположив, что весь свободный кварц средней изверженной породы используется при формировании песчаников, а половина кальция идет на образование известняков. Содержание кварца получено путем статистической обработки данных для 700 изверженных пород.

³ Расчеты Холмса [15] основаны на соотношениях, наблюдаемых в ежегодно образующихся осадках.

⁴ Вычисления Викмана [47] представляют собой модернизированный вариант идей Миды. Процентные содержания основаны на пересчете данных Викмана.

объем осадков на платформах составляет около $52,5 \cdot 10^6$ км³, а в складчатых областях около $126 \cdot 10^6$ км³, то средневзвешенная оценка распространенности песчаников составляет около 26%, исходя из 43% песчаных пород на платформах и 18% в молодых складчатых поясах. Хорн и Адаме [16] также отмечают, что распространенность песчаников различна на континентальных платформах и в подвижных складчатых поясах. Они предполагают, что роль песков в подвижных поясах выше, чем на платформах, — вывод, не совпадающий с другими оценками (табл. 1-1). Объем осадков на платформах оценен ими в $127 \cdot 10^6$ км³, а в подвижных поясах — в $395 \cdot 10^6$ км³, что значительно превышает данные Полдерварта. Средневзвешенная распространенность песчаников (исходя из 28% на платформах и 36% среди осадков подвижных и шельфовых зон) составляет 34%. По оценке Ронова [32], пески составляют 25% от общего объема осадков. Поскольку Хорн и Адаме не объясняют, как они рассчитывали распространенность песчаников и как определяли соответствующие им объемы, использование их результатов затруднительно. Следовательно, мы можем принять круглое число 25%, как результат, более других находящийся в соответствии с расчетами обоих исследователей, и Полдерварта, и Ронова. Таким образом, одну четвертую часть всего объема осадочных пород составляют песчаники (глубоководные океанические и субокеанические осадки исключены).

Каков общий объем всех осадочных пород в земной коре? Известны различные оценки этой величины, полученные разными путями (табл 1-3).

Кларк [6] рассчитал, какой общий объем средней изверженной породы должен быть разрушен выветриванием, для того чтобы создать имеющиеся концентрации натрия в морской воде и осадках. По его данным, этот объем должен составлять $350 \cdot 10^6$ км³. К нему следует добавить 10% за счет пористости пород и поступлений из атмосферы;

полный объем тогда составит $3,7 \cdot 10^8$ км³. Гольдшмидт [13] подобным образом рассчитал количество подвергшихся выветриванию изверженных пород и количество образовавшихся из них осадков, основываясь на содержании натрия в океанах. Кюннен [21] несколько уточнил данные Кларка и получил величину $8 \cdot 10^8$ км³, к которой он прибавил $5 \cdot 10^8$ км³ — рассчитанное количество дезинтегрированного, но окончательно не разрушенного материала туфов, граувакк и т. д. Суммарный

Общий объем о
Таблица 1-3
садочных пород

Автор	Объем, км ³
Кларк [6]	3,7 • 10 ⁸
Кюнел [21]	13,0 • 10 ⁸
Гольдшмидт [13]	3 • 10 ⁸
Викман [47]	(4,1 ± 0,6) • 10 ⁸
Полдерварт [29]	6,3 • 10 ⁸
Хорн и Адаме [16]	10,8 • 10 ⁸
Ронов [32]	9,0 • 10 ⁸
Блат [2]	41,7 • 10 ⁸

объем разрушенных выветриванием пород составил $13,0 \cdot 10^8 \text{ км}^3$.

Расчеты Викмана [47] дали результаты, близкие к цифрам Мида, но они основаны на более надежных данных.

Оценки Полдерварта [29] основаны на мощностях осадков на континентальных щитах, в молодых складчатых поясах, океанических бассейнах и на субокеанических площадях (шельфы и т. п.). Для первых двух типов областей Полдерварт использовал оценки Кея [17], для двух других расчеты произведены по геофизическим данным и

скоростям осадконакопления. Хорн и Адаме [16] подошли к решению проблемы тем же методом, что и Полдерварт, но в основу их расчетов положены несколько иные данные. Полученный результат составляет $10,8 \cdot 10^8 \text{ км}^3$. Его превышают только данные Кюнелена [21] и Блата [2]. В своих расчетах Полдерварт, а также Хорн и Адаме учитывали глубоководные океанические, а также субокеанические осадки, в составе которых пески играют ничтожную роль. Пески концентрируются преимущественно на континентальных блоках, в значительно меньшей степени — в океанических бассейнах. Они составляют от четверти до трети осадков континентальных платформ (включая подвижные пояса и примыкающие шельфы). Самые новые расчеты общего объема осадков выполнены Блатом [2]. Они дали величину около $41,7 \cdot 10^8 \text{ км}^3$, которая является максимальной из всех полученных ранее и превышает почти в четыре раза данные Полдерварта.

Если принять полученное Полдервартом значение объема континентальных осадков ($176 \cdot 10^6 \text{ км}^3$), из которого одна четверть приходится на пески, то общий объем песков на Земле составит $44,0 \cdot 10^6 \text{ км}^3$. Если мы примем более высокую оценку Хорна и Адамса ($522 \cdot 10^6 \text{ км}^3$) и будем считать, что одна треть приходится на пески, общий объем песков составит около $174 \cdot 10^6 \text{ км}^3$. Общая масса всех осадков континентального блока по расчетам Полдерварта составляет $480 \cdot 10^{15} \text{ т}$ (4800 геограммов), из которых $120 \cdot 10^{15} \text{ т}$ (1200 геограммов) приходится на долю песков. Если каждая песчинка (1 мм в диаметре и плотность 2,7) весит около 0,0012 г, то общее количество песчинок в земной коре будет исчисляться цифрой $85,7 \cdot 10^{24}$. Так как большая часть песчаных зерен имеет меньший размер, то общее число песчинок будет значительно больше (по крайней мере в 8 раз при диаметре зерен 0,5 мм и в 16 раз при диаметре 0,25 мм).

Является ли это число постоянной величиной, или оно непрерывно растет? Выветривание ведет к распаду пород. Одним из продуктов распада является песок, который добавляется к общему количеству песков на Земле. Но в то же время песчинки подвержены абразии и другим процессам, ведущим к уменьшению их размера. Предположительно воздействие этих процессов может привести к измельчению песчаного материала, вплоть до его перехода в категорию более тонкозернистых образований. Более того, песчаники в свою очередь в процессе глубокого захоронения попадают в глубинные зоны земной коры, где подвергаются метасоматическому преобразованию в граниты, гнейсы и другие породы, не сохраняющие признаков осадочных пород.

Сбалансированы ли процессы формирования и уничтожения песков?

Стационарный ли это режим, или происходит непрерывное увеличение общего количества песчаных пород? Все эти вопросы имеют фундаментальное значение и заслуживают внимания.

Кюнэн [22] подсчитал, что годовой прирост кварцевых песков составляет величину порядка $0,05 \text{ км}^3$. Он также показал, что потери за счет абразии крайне ничтожны. Истирание песков, подобное тому, о котором говорилось выше, происходит главным образом при эоловых процессах в пустынных районах. Сопоставление прироста и потерь песчаного материала привело Кюнэна к выводу об увеличении общего количества песка. Он рассчитал, что начиная с незапамятных времен и до наших дней число кварцевых песчинок на Земле каждую секунду увеличивается на 1 млрд. зерен.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ В ПРОШЛОМ И НАСТОЯЩЕМ

Где встречаются пески сейчас и где происходила их аккумуляция в далеком прошлом?

Где находятся пески в наши дни? Наиболее обычные места распространения песка — это реки и пляжи; в меньшей степени дюны и мелкие шельфовые моря. В группу флювиальных песков объединены пески аллювиальных конусов выноса, русловые и пойменные пески, а также дельтовые пески в озерах и океанах. Небольшое количество песков из русел рек может попасть в заболоченные участки и заводи. К пескам прибрежных зон относятся не только пляжевые, но также и пески прибрежных баров, лагун и приливно-отливных зон. Многие нанесенные ветром дюны непосредственно ассоциируются с пляжами, а также с крупными реками, но наиболее впечатляющими образованиями являются эоловые пески дюнных полей в пустынях. В морях пески распространены главным образом в шельфовых зонах, хотя встречаются также и на континентальных склонах, в большинстве случаев у их подножий. В пределах океанических абиссальных равнин пески накапливаются на изолированных участках седиментации в условиях холмистого или гористого подводного рельефа.

Короче говоря, на земном шаре, по-видимому, не существует крупных геоморфологических зон, где бы не встречались песчаные отложения. Практически лишены песков глубоководные океанические бассейны, представляющие собой наиболее обширные геоморфологические области. В них присутствуют лишь рассеянные зерна эолового происхождения, пески турбидитов континентальных подножий и абиссальных равнин, а в ряде случаев и вулканокластические пески, образовавшиеся за счет подводных извержений. Очевидно, что наиболее благоприятна для аккумуляции песков обстановка на континентах. Отсутствие песков в какой-либо конкретной геологической обстановке обусловлено скорее отсутствием привноса материала, чем неблагоприятными условиями накопления.

Не все геологические обстановки формирования песчаных отложений равны по своему значению. Во многих областях накопление песков имеет временный характер, поскольку оно сменяется эрозией и переотложением в других местах. Например, большая часть современного обломочного материала, сносимого с Западных Кордильер в Северной Америке, накапливается в межгорных котловинах и со временем будет вовлечена в новый цикл переотложения. Однако не следует считать, что конечный пункт отложения всех песков — моря. Для большинства из них — это геосинклинали, где отложение происходит чаще в аллювиальной, чем в морской обстановке. Было подсчитано, что три четвертых всех осадков геологического прошлого сформировалось в геосин-

клиналях и лишь одна четвертая — на платформах. Именно пески составляют значительную часть отложений этих крупных тектонических единиц.

Обращает на себя внимание тот факт, что наиболее обычные места современной аккумуляции песков — пляжи и реки — обладают линейной конфигурацией и приуроченные к ним залежи песков располагаются в пределах узких зон. Что же касается песков прошлого, то они встречаются обычно в виде значительных по площади стратиформных покровов. Это различие между преимущественно линейной локализацией современных песков и распространением обширных песчаных покровов в прошлом позволяет считать, что последние представляют собой результат латеральной миграции областей накопления песка во времени, обусловленной миграцией потоков и трансгрессивным или регрессивным перемещением береговых линий.

Исключением из этого правила являются еще более обширные дюнные поля некоторых пустынь и широкое распространение песков в некоторых шельфовых областях. Однако нередко выясняется, что пески современных континентальных шельфов являются реликтовыми и не находятся в равновесии с современными условиями осадконакопления. Они представляют собой, по-видимому, речные отложения, унаследованные со времен оледенения, когда уровень морей был низким [9].

Итак, пески являются наиболее континентальными из всех типов осадков. Они состоят из частиц, размеры которых слишком велики, чтобы их можно было удалить на значительное расстояние от континентов путем выдувания или смыва. Поэтому пески формируют все увеличивающийся по мощности покров континентальных блоков. Пески возникают на континентах и перемещаются с более высоких уровней на более низкие уровни аккумуляции. Единственной «брешью», через которую осуществляется некоторая «утечка» песчаного материала с континентов в глубоководные участки морей, служат песчаные бури или мутьевые потоки, транспортирующие пески вниз по континентальным склонам вплоть до абиссальных равнин.

Где происходила аккумуляция песков в далеком геологическом прошлом? Предположительно их накопление могло осуществляться (и, по-видимому, осуществлялось) в тех же условиях, что и в настоящее время. Но относительное значение каждой из этих обстановок было существенно различно. Например, в центральных Аппалачах песчаники составляют около 23% всей мощности разреза [7]. Из них около 55—60% приходится, по-видимому, на долю аллювиальных песков, около 25% — на долю морских турбидитов и не более 20% является литоральными или мелководными морскими песками. Эоловых песков не обнаружено. Эти соотношения подчеркивают важность аллювиального осадкообразования в миогеосинклиналях, весьма типичным примером которых могут служить, по-видимому, Аппалачи.

Несмотря на то что древние накопления бесспорно эоловых песков не установлены, существуют пески, обнаруживающие весьма совершенную окатанность зерен. И если прав Кюнэн, считающий, что их округлость связана скорее всего с эоловой обработкой, тогда многие песчаные зерна в самых различных отложениях земного шара должны были пройти в истории своего развития через эоловую стадию формирования. Кюнэн [22] рассчитал, что необходимо существование $2 \cdot 10^6$ км² пустынь для того, чтобы сохранить на постоянном уровне среднюю по земному шару окатанность зерен (т. е. исключить влияние ежегодно образующихся вновь остроугольных песчинок).

Здесь совершенно не затронуты вопросы распространенности некоторых специфических видов песков (аркозовых, литоидных и др.) как-

в настоящее время, так и в геологическом прошлом. Вполне возможно, что валовой состав песков со временем меняется. Эти проблемы освещены в последней главе книги.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследование песков и песчаников началось примерно около двух столетий тому назад. Наиболее ранняя работа по пескам, главным образом речным и пляжевым, была посвящена определению их минерального состава. Само изучение песков в немалой степени было продиктовано возможностью присутствия в них ценных материалов, таких, как золото. Активному изучению песков способствовало применение поляризационного микроскопа. Эти ранние исследования носили преимущественно описательный характер. Цементированные пески — песчаники — рассматривались главным образом как стратиграфические единицы, маркирующие горизонты в геологических колонках. Они описывались при полевых наблюдениях, получали свое наименование и помещались геологами в соответствующие места геологических разрезов. Такие названия, как Millstone Grit (жерновой песчаник), Old Red Sandstone (древний красный песчаник), Buntsandstein (пестрый песчаник), появились в литературе очень давно, что свидетельствует о самых ранних полевых исследованиях песчаников. Интерпретация их условий образования основывалась главным образом на данных полевых наблюдений текстур осадка, типа волноприбойных знаков и на встречавшихся в них окаменелостях.

Но лишь с появлением возможности определять породы в прозрачных шлифах началось серьезное исследование строения и состава песчаников и использование данных микроскопического изучения для выяснения истории их формирования. Президентская речь сэра Генри Клифтона Сорби «О текстурах и происхождении неизвестковистых слоистых пород», произнесенная им перед Лондонским геологическим обществом в 1879 г., явилась знаменательной вехой, обозначившей начало современного подхода к изучению песчаников. Одной из ранних работ по петрографии песчаников была его же статья о жерновых песчаниках [40]. Помимо микроскопических исследований, Сорби выполнены важные полевые наблюдения над текстурами песчаников, в особенности над косою слоистостью; эти исследования столетием позже послужили основой для анализа палеотечений.

Несмотря на то что Сорби блестяще продемонстрировал большие возможности поляризационного микроскопа для изучения осадочных пород, этот прибор продолжали использовать главным образом для изучения шлифов изверженных пород; это особенно характерно для петрографов немецкой школы — Розенбуша, Циркеля и др. Ярким исключением явилась работа Кайё (1906 г.), чьи монографии по осадочным породам Франции не потеряли своего значения и в наши дни. В числе его работ следует назвать исследование третичных песчаников Парижского бассейна [4] и специальный том, посвященный кремнистым породам Франции [5].

Исследование минералогии песков, большая часть которого посвящена аксессуарным, или «тяжелым», минералам, было значительно облегчено применением микроскопа и использованием поляризованного света. Возможность использования тяжелых минералов для стратиграфической корреляции, и в частности для сопоставления не выходящих на поверхность пород при поисках и разведке нефтяных месторождений, обусловила повышенный интерес к изучению этих составных компонентов песков. Повышение интереса к тяжелым минералам в песках до-

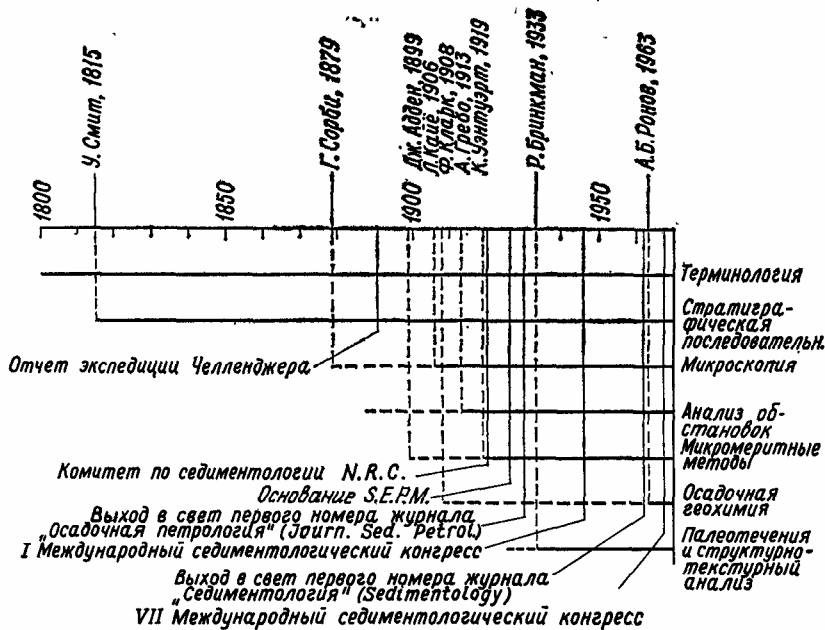
стигло кульминации в связи с появлением книги Милнера «Введение в осадочную петрографию», первое издание которой вышло в свет в 1922 г, а исправленное четвертое — на 40 лет позже. Главный акцент в этой книге сделан на использовании тяжелых минералов для корреляции не выходящих на поверхность пород. В настоящее время тяжелые минералы песков играют лишь вспомогательную роль при стратиграфических сопоставлениях, уступив место микропалеонтологическим методам и еще более распространенным методам геофизического каротажа.

Однако минералогия песков, как древних, так и современных, до сих пор представляет интерес при решении вопросов о происхождении и источниках вещества. Минералогические исследования послужили основой для развития палеогеографического анализа, примером которого может служить недавно выполненная Фюхтбауэром [10] работа по молассам в северных Альпах. Подобные исследования стали возможны в основном благодаря работам Макки по пескам и песчаникам Шотландии. Он попытался разработать принципы интерпретации минералогии песков, такие, как использование разновидностей кварца для решения генетических вопросов [24], изучение зерен полевых шпатов для воссоздания климатических условий прошлого [25], использование минералогического анализа древних песчаников для воссоздания истории их формирования.

Помимо работы Хаддинга [14] по песчаникам Швеции, лишь немногие монографические исследования песчаников были выполнены в духе Кайё. Однако имеются заслуживающие внимания классические описания специфических формаций песчаников. Хорошо известными примерами их являются: выполненное Крыным [19] изучение девонских песков III Брайфорд в Пенсильвании, более ранняя работа Дейка [8] по ордовикским песчаникам Сент-Питер в долине верховьев Миссисипи и жернового песчаника МилстонТрит в Великобритании, выполненное Гиллиганом [11]. Заслуживает упоминания проведенное Голдманом [12] исследование миоценового песчаника Катахула в Техасе, которое может служить непревзойденным примером того, какой большой объем информации можно получить из небольшого образца песчаника.

Интерес к минеральному составу песков, в особенности современных пляжей, дюн и речных долин, сменился, а вернее, усилился благодаря возникшему интересу к их механическому составу. Гранулометрический анализ, позднее дополненный замерами формы и степени окатанности песчинок, ознаменовал наступление эры «количественных» методов исследования процессов седиментации и позволил применить к изучению песков методы, используемые при анализе больших чисел. Крупный вклад в этом направлении был сделан Аденом в 1914 г. работой «Механический состав кластических осадков» [44]. Хотя в ней рассмотрены также алевриты и гравий, работа представляет собой сводку гранулометрических данных о песках. Представление о песках как о бесконечно большой совокупности зерен позволяет применить к ним статистические методы анализа. За первыми в этой области работами Уэнтурта [45] и Траска [42] последовал поток статей на эту тему. Наибольшее влияние на развитие этого направления оказали, по-видимому, многочисленные статьи Крамбейна (начиная с 1936 г.) Поиски путей использования гранулометрических особенностей пород для разграничения условий их образования и (или) факторов осадконакопления предпринимаются и поныне.

Самые последние исследования песчаных отложений свидетельствуют об анизотропном их строении. Скопления песков обнаруживают



Фиг. 1-4. Эволюция «аренологии».

N. R. C. — Национальный научно-исследовательский совет; S. E. P. M. — Общество палеонтологов и минералогов, работающих в индустрии.

зависимость от магнитных и гравитационных полей и от водных потоков. Эта зависимость проявляется во всем, от ориентировки отдельных несферических зерен и характера первично-осадочных текстур отложений до формы и ориентации всей песчаной залежи в целом. Такой анализ «палеотечений», ранее выполненный Сорби [39], за последнее десятилетие прочно вошел в практику исследований [30].

В связи с возрастающим интересом к геохимии, после второй мировой войны вновь увеличилось внимание к осадкам, как продуктам сложных процессов химической дифференциации и фракционирования. Пески представляют собой, таким образом, устойчивые дифференциаты. Благодаря усилиям таких геохимиков, как Кларк, были накоплены данные по химическому составу песков и других осадков [6]. Песчаники имеют валовой состав, отражающий степень их зрелости, т. е. степень, достигнутую ими на пути к образованию стабильного конечного продукта в ходе процесса формирования песка.

В заключение следует отметить, что существует еще один аспект проблемы песчаников. Песчаники являются не только петрографическим понятием, отвечающим таким определениям, как «аркозы» или «граувакки», и не только стратиграфической единицей типа древнего красного песчаника (Old iRed Sandstone) или жернового камня (Millstone Grit), но могут также рассматриваться как компоненты совокупности или ассоциации (формации) осадочных пород. Поэтому мы можем различать флишевые песчаники или молассовые песчаники. Такие определения относятся к фациям, маркирующим конкретные стадии развития геосинклиналей. Флишевые ассоциации пород представляют собой мощные морские серии переслаивающихся турбидит-ных песчаников в древних образованиях, обычно граувакков с пелагическими сланцами, отлагавшимися на конечной стадии заполнения гео-

синклинали. Молассы в свою очередь представлены мощными толщами преимущественно аллювиальных осадков, включающих прослой морских отложений. Это грубозернистые конгломератовидные пески и сланцы, отлагавшиеся в передовых прогибах, окаймляющих возникающие поднятия и деформированные орогенные пояса. Следовательно, такие термины, как «флишевые песчаники» или «молассовые песчаники», не являются ни стратиграфическими, ни петрографическими терминами в узком смысле, а скорее соответствуют сочетанию этих понятий с тектоническими, характеризующими определенные тектонические условия, в частности геосинклинальные. Аналогичным образом мы можем говорить о платформенных песчаниках, т. е. о песчаниках определенного петрографического состава, возникших и отложившихся в платформенных условиях.

Итак, история изучения песков и песчаников свидетельствует о неоднократной смене направлений их исследования. Авторы ставят своей целью рассмотреть в этой книге пески и песчаники с разных позиций и использовать разные подходы для создания единой точки зрения на историю формирования этих образований. На фиг. 1-4 показаны схематически разные концепции и эволюция науки о песках — аренологии.

ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЕСКОВ

Пески относятся к числу важных для экономики природных ресурсов и применяются во многих отраслях промышленности. Для чистки посуды или инструмента пригоден любой песок: для других нужд требуются пески определенного вида и качества [3]. Пески служат источником кремнезема при производстве силиката натрия, карборунда (карбида кремния), силикатных кирпичей, обычных оптических стекол. Они являются составным компонентом штукатурки и бетона, добавляются к глинам для уменьшения усадки и растрескивания при производстве кирпичей; смеси песка с асфальтом используются в качестве дорожного покрытия. В литейном деле пески применяются как формовочные и разделительные пески; в качестве абразивных материалов (разнообразные шлифовальные бумаги, шкурки, пескоструйные приборы); они применяются также при полировке мраморных плит, листового стекла и металла. Некоторые пески используются для улучшения почв (известковые пески) и в качестве удобрений (глауконитовые пески). Широко используются фильтрующие свойства песка, а на железнодорожном транспорте он применяется в качестве «тормозного» материала. И может быть, самое важное значение песка в том, что в него любят играть все дети.

Пески могут быть источником редких минералов и редких элементов. В одних песках содержится золото, в других — драгоценные камни, платина, уран, олово (в виде касситерита) и вольфрам (в виде вольфрамита). Некоторые пески разрабатываются на монацит (торий и редкие земли), циркон (цирконий), рутил (титан). Поиски и разведка таких песков — это специальная задача, решение которой требует изучения аллювиальных отложений [31, 38].

Кроме той важной роли, которую играют пески благодаря извлечению из них редких составных компонентов, они представляют собой еще весьма важные резервуары разного рода ценных жидких веществ. Большие объемы жидкостей размещаются в поровых пространствах песков и песчаников. Они служат крупными резервуарами для пресной воды, рассолов, нефти и природного газа. Пласты песков служат также проводниками для артезианских вод. Значение морфологии и местоположения этих песчаных коллекторов, их пористости и проницаемости является необходимым условием для извлечения из них жидких и газооб'

разных полезных ископаемых. Жидкости и газы могут также быть введены в пески. Это свойство песков используется для создания хранилищ природного газа, для закачки пресных вод в целях использования их в будущем; нагнетанием вод достигается более полное извлечение нефти.

Песчаники в виде плит или блоков используются в строительстве каменных сооружений, а в раздробленном виде — в качестве дорожных насыпей, щебня, железнодорожного балласта.

Экономические аспекты оценки песков не ограничиваются возможностью промышленного использования их -самих или извлекаемых из них материалов. Образование, перемещение и отложение песков являются объектами изучения для специалистов по инженерной геологии и геоморфологии, особенно тех, которые имеют дело с процессами эрозии берегов и строительством портовых сооружений. При решении инженерных проблем по укреплению береговых зон необходимо иметь представление об особенностях поведения песков, т. е. что именно происходит: образование наносов, наращение объема песков или их размыв, ведущий к дефициту песков. Подобным образом для закрепления дюн и предотвращения наступления песков на обрабатываемые земли, леса, дороги и другие сооружения также необходимо знание геологии песков. Многие проблемы речного хозяйства тоже связаны с песками.

Всем трем авторам изучение песков по сравнению с другими осадками представляется наиболее интересным и благодарным занятием. **Пески** лучше поддаются изучению, чем сланцы, и играют более важную роль, чем сланцы или известняки, в установлении источника сноса, в определении направления древних течений и в палеогеографических реконструкциях. Если бы нужно было выбрать какую-либо одну лито-логическую разновидность пород для воссоздания геологической истории Земли, следовало бы, конечно, выбрать песчаники, так как они относятся к числу более древних образований, чем известняки, менее подвержены диагенетическим изменениям, чем сланцы и карбонатные породы, и широко распространены на всех континентах.

Часть I

ВАЖНЕЙШИЕ СВОЙСТВА ПЕСЧАНИКОВ

Минералогия, структура и текстура осадков являются наиболее существенными объектами при изучении любых осадочных пород, будь то известняки, угли, эвапориты или песчаники. В самом широком смысле эта триада включает именно те свойства, которые каждому начинающему необходимо изучить в первую очередь.

Мы поместили характеристику этих важнейших свойств осадков в первой части, отдавая себе отчет в том, что опытный исследователь сможет бегло ознакомиться с изложенным материалом, тогда как менее опытный извлечет для себя пользу при внимательном чтении текста. Вполне вероятно, что минералогия, структура и текстура осадков не являются самыми увлекательными аспектами учения о песках, но совершенно несомненно, что они принадлежат к самым фундаментальным его разделам.

Глава 2 МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ

СОСТАВ

ВВЕДЕНИЕ

Песчаники представляют собой смесь минеральных зерен и обломков пород, образовавшихся за счет естественной дезагрегации продуктов эрозии всех типов пород. Все разнообразие пород данной питающей провинции может быть представлено в осадочных продуктах, поэтому теоретически число минеральных видов, обнаруженных во всех песках и песчаниках, должно совпадать с общим количеством известных минералов. Более того, можно ожидать, что в каждом отдельно взятом образце песчаника будет обнаружено большое количество минералов, так как даже при беглом взгляде на геологическую карту можно видеть, что в пределах среднего речного бассейна развиты породы, содержащие разнообразный набор минералов. На самом же деле эти ожидания не оправдываются, ибо наиболее распространенные минералы песчаников принадлежат к ограниченному числу основных минеральных групп; обнаруженные разновидности тяжелых минералов чаще всего присутствуют в ничтожных количествах, и общий их список не так уж велик. Очевидно, процессы, определяющие минеральный состав песчаников, намного сложнее, чем простое смешение материала, поступающего из различных областей сноса. Несоответствие между наблюдаемыми и теоретически возможными комбинациями минералов весьма значительно.

Минералы могут быть уничтожены или преобразованы в процессе выветривания в областях сноса, при транспортировке к местам осадко-накопления и в ходе диагенеза. Поскольку минеральный состав песчаников определяется в основном источниками сноса и лишь частично преобразуется процессами седиментации, именно его изучение дает реальные возможности для реконструкции происхождения песков, с учетом тектоники и климата, а также влияния направления и дальности транспортировки и, наконец, химического привноса вещества в процессе седиментации и диагенеза.

Минералы могут исчезать в ходе выветривания, непосредственно в области сноса. Наиболее обычный путь — это химическое разложение или преобразование. Полевые шпаты в процессе выветривания могут превратиться в каолинит или промежуточные продукты; пироксены и амфиболы чаще всего просто растворяются и переносятся в виде растворенных ионов. Наоборот, некоторые минералы, такие, как кварц, очень слабо растворимы и выносятся из материнских пород обычно не претерпевшими изменений ни в количественном, ни в качественном отношении. Поэтому песчаники очень часто являются остаточным продуктом химического выветривания. Чем продолжительнее или интенсивнее проявляются эти процессы, тем меньше будет походить остаток на первоначальную смесь исходных пород. Поэтому мы можем по количеству исчезнувших неустойчивых минералов судить об интенсивности выветривания в области сноса.

Перенос минералов из области питания в бассейн осадконакопления, где происходит их отложение, сопровождается также и их истира-

дном; Особо важным свойством минералов является их *избирательная* способность к *истиранию*, в результате чего зерна более мягких минералов приобретают меньшие размеры по сравнению с более твердыми или же оказываются более скатанными, чем обломки твердых минералов. Некоторые минералы настолько мягки, что не могут выдержать длительной транспортировки в виде песчаных зерен; их перенос к месту отложения осуществляется преимущественно в составе алевритовой или глинистой фракции. Влияние транспортировки проявляется также и в сортировке зерен в зависимости от их формы. Изменение степени воздействия этого фактора приводит к тому, что пески, возникшие из одного и того же источника, отличаются по минеральному составу и структуре в разных частях бассейна седиментации.

И наконец, минеральный состав песчаников может быть коренным образом изменен процессами растворения, переотложения и под влиянием других изменений в процессе диагенеза. Неустойчивые минералы могут исчезать полностью или частично. Путем осаждения из растворов могут образоваться новые минералы, особенно карбонаты. Если удастся распознать и учесть влияние диагенетических процессов на состав породы, то можно восстановить, каким мог быть первоначальный состав песков.

Кроме процессов, ведущих к исчезновению или появлению минералов в песках, существуют и другие; в частности, в результате простого смешения могут образоваться песчаники, коренным образом отличающиеся по составу от исходных пород. Так, многие эродированные области сложены разнообразными изверженными, метаморфическими и осадочными породами; при их размыве минералы всех этих пород смешиваются. Некоторые минералы, такие, как оливин и пироксен, несмотря на их значительную распространенность в ряде специфических типов изверженных и метаморфических пород, не имеют широкого распространения в усредненных валовых составах обломочных пород. Так, оливин, являющийся иногда главным породообразующим минералом и составляющий до 30% некоторых основных пород, обычно так сильно разбавляется другими минералами, что его содержание редко превышает 1—2% даже в составе практически не подвергающихся выветриванию песков. Полевые шпаты, так же как и кварц, напротив, настолько обильны и распространены в таком большом числе пород, что их исчезновение за счет простого смешения и разбавления невозможно.

Если принять во внимание, что многие осадки могут содержать материалы, переотложенные из более древних отложений, мы должны

- будем констатировать, что процесс *осадочной дифференциации*, т. е. разделение обломков по размеру и составу в ходе выветривания и транспортировки, может продолжаться в течение одного или нескольких осадочных циклов. Некоторые процессы, сопровождающиеся потерей или накоплением отдельных минералов, могут активно проявиться в течение одного цикла; другие процессы, как, например, окатывание зерен при истирании, нуждаются в неоднократном повторении циклов, прежде чем их воздействие станет заметным. Проблема интерпретации минерального состава осадков заключается в том, чтобы отличить результаты воздействия последнего цикла выветривания, транспортировки, отложения и диагенеза от длительного влияния этих же факторов в предшествующих циклах.

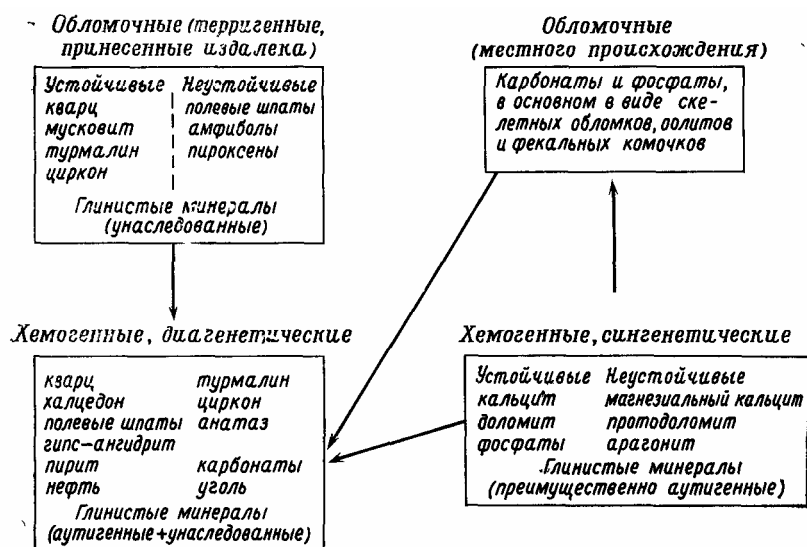
Размер кристаллов минералов в исходных породах определяет

- формирование либо мономинеральных песков, либо песков, состоящих из обломков пород. Мелкокристаллические изверженные, метаморфические или осадочные материнские породы, в которых размер зерен или кристаллов меньше размера зерен песка, т. е. 1/16 мм в диаметре, по-

ставляют для образования песчаников только обломки пород. Более грубозернистые исходные породы будут поставлять в осадки в основном зерна минералов, однако в зависимости от соотношений их размеров в исходных породах и образующихся песчаниках в последних могут встречаться и обломки исходных пород. Поэтому чем крупнее зерна в песчаниках, тем вероятнее обнаружение в них обломков пород и тем достовернее можно распознать особенности литологии питающей провинции. Обломки пород, состоящие из 2—3 кристаллов, редки. В составе песчаных зерен обычно присутствуют обломки пород либо в виде сростков из многих минеральных зерен, либо в виде отдельных минеральных зерен. Обломки пород, подобно минералам, могут исчезать за счет разложения или истирания до очень тонких частиц и осаждаться в составе илистой фракции. Например, если кварциты являются единственными обломками пород в грубозернистых кварцевых песчаниках, то это еще не означает, что исходными породами для этих песчаников служили только кварциты. В питающей области могли эродироваться и другие породы, в дальнейшем выведенные из категории песков за счет механических или химических процессов. Таким образом, мы вновь сталкиваемся с теми же проблемами, что и в случае минералов: отсутствие минералов или обломков пород может быть обусловлено либо их отсутствием в области сноса, либо их уничтожением в процессе выветривания и транспортировки. Чем больше мы знаем об общих закономерностях осадочного процесса и об особенностях процессов осадконакопления в конкретных геологических ситуациях, тем легче выбрать правильный путь воссоздания геологической истории.

Расшифровка особенностей минералогии песчаников зависит прежде всего от правильной интерпретации генетической принадлежности слагающих их минералов. К примеру, простое перечисление присутствующих в породах минералов в сущности ничего не дает; вместо этого необходимо выделение групп первичных обломков, цементирующих минералов и минералов, образующихся в процессе постседиментационных преобразований.

Различия между минералами «обломочными» и «хемогенными» имеют генетический смысл и позволяют разграничивать обломочные и хемогенные породы. Как правило, петрографы различают окатанность, зерен, которая указывает на их обломочное происхождение, от кристаллических структур роста, свидетельствующих о хемогенном генезисе минералов. Мы различаем минералы лишь слегка растворяющиеся в воде, такие, как обломки силикатов, и минералы, хорошо растворимые в воде, такие, как хемогенные карбонаты. Однако для некоторых минеральных видов не существует четких различий по признаку растворимости, поскольку они являются и обломочными и хемогенными одновременно в пределах одной и той же породы. Например, скатанные зерна обломочного кварца могут быть сцементированы химически осажденным вторичным кварцем. В то же время известны карбонатные и гипсовые пески, обладающие всеми признаками кластических силикатных песков. Глинистые минералы обладают в некоторой степени признаками как обломочных, так и хемогенных минералов. Следовательно, различия между группами «обломочных» и «хемогенных» пород базируются главным образом на геометрии конкретных зерен. На диаграмме (фиг. 2-1) показаны соотношения между двумя минеральными группами: обломочной и хемогенной. Полезность подобного разделения заключается в том, что обломочные минералы отражают влияние ранее образованных пород области питания, подвергшихся эрозии, транспортировке и диагенетическим преобразованиям, тогда как минералы хемогенной группы позволяют реконструировать обстановку седиментации и диагенеза.



Фиг. 2-1. Происхождение минералов в песчаниках

С несколько иных позиций подходят к рассмотрению минералов, слагающих песчаники, геологи, определяющие радиоактивными методами средний возраст цирконов или других минералов [112]. Поскольку самые молодые детритовые минералы в осадках не могут быть моложе самих осадков и поскольку в области сноса может присутствовать широкий набор более древних пород самого разного возраста, очевидно, что определения возраста по радиоактивности обломочных минералов дадут нам лишь какой-то средний возраст. Возраст исходных пород, на который мы опираемся, с точки зрения «радиоактивных событий» может соответствовать скорее определенным проявлениям метаморфизма, чем началу кристаллизации самой исходной породы. Метод датировки обломочных минералов опирается на множество допущений и сопряжен с трудностями выделения минералов. Главное допущение, состоящее в том, что на ассоциации обломочных минералов не оказывают влияния диагенетические процессы, как мы знаем, не всегда справедливо. Херли и его коллеги [66] продемонстрировали, что возрасты слюды и иллитов в осадках Атлантического океана, по-видимому, слишком малы и что это связано с присутствием диагенетического иллита. Такие диагенетически возникающие материалы имеют более юный возраст, чем сами осадки, и влияют на их средний возраст, определяемый по сумме обломочных и диагенетических минералов, в сторону его омоложения. Есть надежда, что с помощью новых, более точных методов мы сможем датировать диагенетические процессы по отношению ко времени формирования осадка. Но существует также возможность использования возрастных определений песчаников для установления возраста питающих провинций, как это было осуществлено Брукинсом и Боссом [16]; ими было показано, что материал пенсильванских песчаников Канзаса, как пластовых, так и русловых, имеет возраст от среднего до нижнего девона.

Вплоть до настоящего времени минеральный состав песчаников практически определяется только с помощью поляризационного микроскопа, хотя ставшие в последнее время широко доступными методы рентгеновской дифрактометрии могут быть также использованы для диагностики минералов. Оптические методы позволяют точно и быстро

определять разновидности полевых шпатов, карбонатов и некоторые доступные для диагностики тяжелые минералы только при условии затраты больших усилий [91]. Исследования рентгеновскими методами дают дополнительную информацию об особенностях структуры и состава изучаемых минералов, недоступную для оптических методов. При выполнении многих работ по геохимии осадочных пород появляется необходимость в более точной диагностике минералов и определении химического состава присутствующих минеральных фаз. Одним из новейших инструментов, используемых для этой цели, является электронный микрозонд, или микроанализатор. Он представляет собой рентгеновскую спектральную установку, в которой пучок электронных лучей направляется на поверхность прозрачного или полированного шлифа (а не на медную или какую-либо другую пластинку, как при рентгеновской дифракции). Химические элементы минералов исследуемых пород под действием потока электронов возбуждаются и начинают испускать рентгеновские лучи. Рентгеновское излучение, характерное для каждого из элементов, находящихся в точке (диаметром ~1 мкм) поверхности исследуемого образца, облучаемой пучком электронов, оказывается достаточным для количественного определения элементов. Исходя из таких количественных определений химического состава, можно рассчитать минеральный состав. Общие принципы применения электронных микроанализаторов описаны Бирксом [10]. Более подробно возможности применения микроанализаторов для анализа породообразующих минералов описаны Суитманом и Лонгом [109].

Внешний облик песчаников в значительной мере определяется минеральным составом. Чистые кварцевые арениты, сложенные практически одним кварцем, обладают белой или светло-серой окраской. Разновидности тех же песчаников, которые содержат аутигенные выделения кварца, часто идиоморфные, называют «искристыми» песчаниками за их яркий блеск. Песчаники, богатые обломками пород и глинистых минералов, имеют различные оттенки серого, зеленовато-серого и темно-серого цвета. Граувакки, отчасти благодаря их тонкозернистости, обладают весьма темной окраской. Издавна геологи обращали внимание на красноватые или коричневатые оттенки некоторых песчаников, что связывалось с присутствием железистых минералов, чаще всего с рубашками гематита или лимонита на зернах силикатных минералов. Окраска некоторых песчаников может быть использована для их идентификации. Окрашенные песчаники принимают в качестве маркирующих горизонтов при проведении стратиграфических исследований. Значительно менее эффективно применение цветовых характеристик для изучения минерального состава, структуры и других свойств пород.

В приведенном ниже описании разделение минералов на две группы — обломочных и необломочных — базируется на преобладающих формах их нахождения, поэтому все минералы кремнезема рассмотрены в группе обломочных, хотя известно, что часть из них может иметь вторичное, хемогенное, происхождение.

ОБЛОМОЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Минералы **кремнезема**. Только одна полиморфная модификация кристаллического SiO_2 — низкотемпературный 'кварц — является термодинамически устойчивой в условиях осадконакопления и принадлежит к числу наиболее распространенных минералов песчаников [102, 37]. Другие полиморфные разновидности кремнезема — тридимит и кристобалит — встречаются редко. Материал из осадков был отнесен к кристобалиту на основе некоторого сходства его дифрактограммы с

дифракционной картиной кристаллической формы кристобалита [110]; другие сходные образования, особенно те, которые встречаются в очень молодых или современных осадках, обычно после детальных исследований оказываются разновидностями аморфного кремнезема или опала. Многие опалы и кремнеземистые стекла, хотя и имеют общие черты со структурой кристобалита на отдельных микроучастках, не обнаруживают периодичности более чем в нескольких элементарных ячейках и поэтому не могут быть отнесены к истинным кристобалитам. Разновидности аморфного кремнезема, включая опал, кремнистые натски, кремнеземистое стекло (лешательерит) и другие, распространены в древних и современных песках в районах развития вулканогенных пород, но в большинстве песчаников невулканического происхождения присутствует только халцедон (черт). Практически во всех древних породах до третичного возраста халцедон, по данным рентгеновского изучения, состоит из микрокристаллических агрегатов кварца [82,35]. Аномально низкие показатели преломления и двупреломления халцедонов под микроскопом обусловлены волокнистой структурой кварца и присутствием заполненных водой пор, легко различимых под электронным микроскопом. Некоторые третичные породы содержат опаловый (аморфный) кремнезем [38], который, по-видимому, со временем превращается в более устойчивый микрокристаллический кварц. Аморфный кремнезем может образоваться как продукт девитрификации вулканического пепла, возникнуть в виде мелких секреторных выделений неправильной формы растительного происхождения (опаловых фитолитов) [5] или же сформироваться за счет твердых остатков диатомовых водорослей, радиолярий и кремнистых губок. Имеется лишь одно указание на осаждение кристаллического кварца в современных условиях на поверхности Земли при низкой температуре в марганцевых конкрециях, описанных Хардером и Меншелом [55].

Зерна кварца принадлежат к числу наиболее распространенных компонентов большинства песчаников, а поскольку кварц содержится во многих изверженных и метаморфических породах, издавна предпринимаются попытки использовать его в качестве индикатора исходных пород. Для характеристики существующих разновидностей зерен кварца часто используют термины *моно-* и *поликристаллический*. Монокристаллическими называют зерна кварца, состоящие из одного кристалла, поликристаллическими — из агрегатов кристаллов. Иногда также используют понятия *одиночные* и *составные* зерна.

Ранее всего стали использовать в качестве отличительных признаков характер волнистого погасания и типы включений [45]. Период совершенствования этой методики завершился выделением Крыниным [71] 10 разновидностей кварца в зависимости от типов включений, формы зерен, характера их погасания, особенностей границ, а также от поликристаллической природы некоторых зерен. Происхождение исходных пород (изверженные, метаморфические или осадочные) устанавливалось по определенным комбинациям этих признаков.

Блат и Кристи [13] вновь вернулись к проблеме волнистого погасания кварца и пришли к выводу о том, что в том понимании, в каком это свойство использовалось раньше, оно не пригодно для определения области сноса. Они подчеркнули необходимость использования универсального столика Федорова для определения истинного характера волнистого погасания и на основании изучения различных типов материнских пород и осадков пришли к выводу, что единственными породами, содержащими значительную долю кварца без волнистого погасания, являются вулканические экструзивные породы и кварцевые арены палеозойского и докембрийского возраста. Ими было установлено,

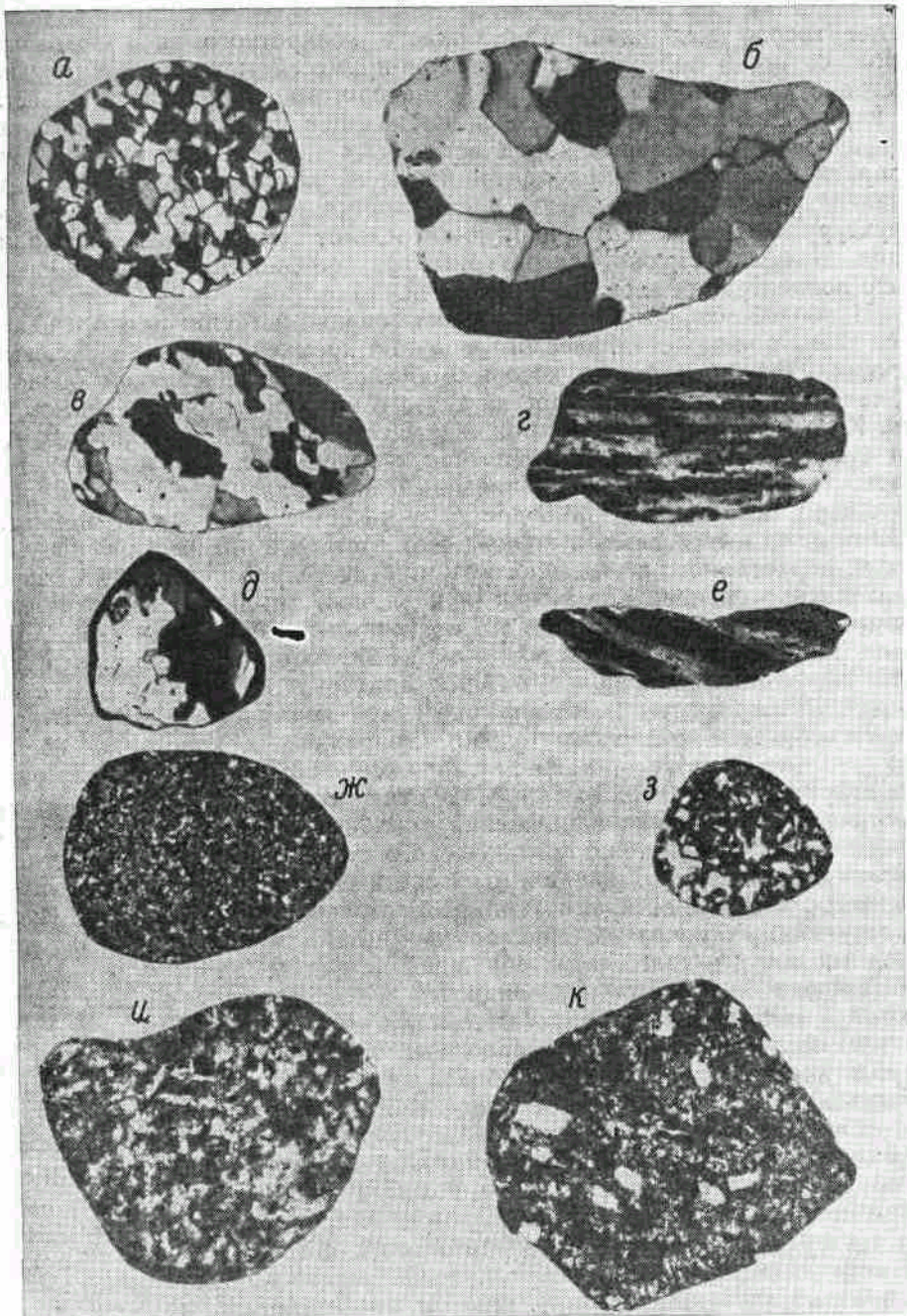
что волнистое погасание является лишь оптическим проявлением напряженного состояния кристаллов и что большинство пород подвергалось в той или иной мере воздействию деформирующих усилий либо в процессе кристаллизации, либо после своего образования. Поскольку вулканические экструзивные породы составляют лишь относительно небольшую долю в общем объеме предполагаемых исходных для аренинитов пород, то маркирующая роль волнистого погасания в общем теряет свое значение, за исключением случаев формирования вулкано-кластических песков в эвгеосинклинальных поясах. Объяснение того факта, что кварц в более древних аренинитах ненапряженный, заключается, по мнению Блата и Кристи, в большей термодинамической устойчивости ненапряженных зерен по сравнению с напряженными. Поэтому вероятность истирания напряженных зерен во время транспортировки в ходе неоднократно повторявшихся циклов седиментации гораздо больше.

Поликристаллические кварцевые зерна возникают при разрушении изверженных и метаморфических пород, кварцитов, песчаников и кремнистых сланцев (фиг. 2-2), хотя последние из-за их тонкозернистой структуры обычно рассматриваются отдельно. Если исключить многие микрокристаллические кремни, то даже и в этом случае генетические различия между поликристаллическими кварцевыми зернами не могут быть полностью выявлены на основании оптических свойств, таких, как сутурные линии контактов зерен, включения, форма и размер кристаллитов. Примером исследований подобного типа является изучение размеров и формы кристаллитов, предпринятое Блатом [12], который пытался отличить поликристаллические кварцевые зерна гнейсов от таких же зерен гранитов. Однако частичное совпадение характеристик является главной помехой в решении этого вопроса.

В хорошо сортированных, преимущественно кварцевых песчаниках с совершенной окатанностью зерен поликристаллический кварц встречается гораздо реже, чем в песчаниках, обогащенных плохо окатанными зернами полевых шпатов и обломками пород. По-видимому, он намного легче разрушается абразией, чем монокристаллический кварц. Тем не менее зерна поликристаллического кварца можно использовать как надежный критерий при картировании петрографических провинций. Они служат хорошим примером того, как можно удачно использовать различия в типах обломочных материалов даже в том случае, если их истинный источник и не совсем ясен (см. гл. 8).

Имеется ряд исследований различных типов кварца химическими методами, однако они использовались очень редко с целью систематического изучения распространенности этих типов в пределах конкретных бассейнов осадконакопления. В целом недостатком химических методов исследования является большая их продолжительность, трудоемкость и стоимость в сравнении с оптическими методами.

Определенную пользу может принести изучение включений, но эта процедура сложна и требует больших затрат и времени. Была предпринята попытка изучить распределение элементов-примесей в различных разновидностях кварца с помощью спектральных методов и, кажется, установлено существование определенных различий [30]. Применение метода катодолюминесценции в петрографических исследованиях [107, 106] может принести значительную пользу в качественном и количественном определении элементов-примесей в различных типах кварцевых зерен песчаников. Люминесценция в значительной мере является функцией количества и вида элементов-примесей, захваченных кварцем во время кристаллизации. Намечается зависимость состава элементов-примесей от состава исходных пород, и, хотя такая связь не



Фиг. 2-2. Образцы поликристаллических зерен кварца и кремнистых сланцев (источники
 а) б) поликристаллические равномернозернистые агрегаты кварца с "р^у^^^^^^^^

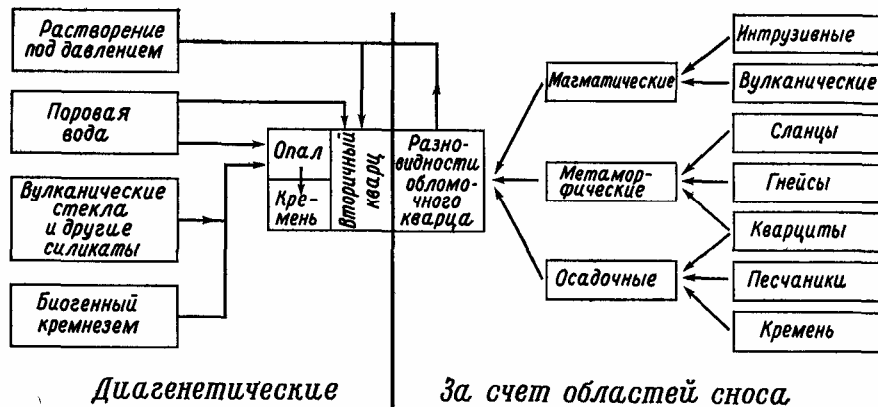
SE 'х.у?' '!', ". "л" "0" "и" "и" "л" л
 X120; к— зеру алевритчстого кремнистого сланца.

всегда твердо выдержана для каждого конкретного типа исходных пород, состав и содержания элементов-примесей можно сравнительно быстро с применением относительно недорогого оборудования нанести на карту. Различия в люминесценции кварцев из изверженных, метаморфических и осадочных пород могут быть значительны. Основой интерпретации содержания элементов-примесей в кварцах являются представления о том, что вхождение элементов-примесей в кристаллическую структуру кварца зависит в первую очередь от температуры кристаллизации. В более высокотемпературных разновидностях шире набор и выше концентрации элементов-примесей.

Наиболее полезными с точки зрения оценки источников сноса являются зерна поликристаллического кварца и кремней, а также кварцевые песчинки, округлая форма которых обусловлена нарастанием оболочки, свидетельствующей об участии зерен в повторном цикле седиментации. Хотя теоретически и возможно существование полициклических зерен (тех, на которых запечатлено два и более цикла нарастания), вероятность обнаружения такого явления очень мала.

Кварц повсеместно наблюдается в качестве химического цемента и почти всегда отлагается в полном соответствии с оптической ориентировкой обрастаемого обломочного зерна. Такого рода вторичный кварц сравнительно обеднен включениями и элементами-примесями, что, по-видимому, является следствием его низкотемпературного генезиса. Халцедон и опаловидный кремнезем также встречаются в виде цемента, заполняющего поры, или образуют оболочки вокруг обломочных зерен кварца. Эксперименты по росту кристаллов показывают, что при вторичном обрастании предварительно напряженных кристаллов нарастающая часть также становится напряженной вследствие унаследования структуры кристалла-хозяина. В связи с этим не всегда следует относить существование напряжений во вновь образованных участках зерен за счет воздействия тектонического стресса на породу после образования аутигенного кварца. Диагенетические процессы, сопровождающиеся осаждением кремнезема, рассмотрены детально в гл 10 Пути образования различных минералов кремнезема в песчаниках за счет исходных пород и диагенеза изображены на фиг 2-3.

Полевые шпаты. Все разновидности полевых шпатов обычно встречаются в составе обломочного материала. Минералы группы полевых шпатов исследовались с минералогической, кристаллографической и петрологической точек зрения особенно интенсивно в последние два десятилетия, полное их описание приведено Диром и др. [26]. Хотя известно лишь ограниченное число работ, посвященных петрографическому разграничению разновидностей полевых шпатов, тем не менее даже их обзор позволяет считать, что К-полевые шпаты (ортоклаз, микроклин) принадлежат к числу наиболее распространенных полевых шпатов, а натриевые плагиоклазы значительно превосходят по распространенности кальциевые. Калиевый полевой шпат, особенно микроклин, является характерным полевым шпатом многих аркозовых песчаников, но небольшое число имеющихся опубликованных анализов с количественным соотношением разновидностей К-полевых шпатов в песчаниках показывает меньшую распространенность микроклина по сравнению с ортоклазом. Это нельзя объяснять погрешностями идентификации, ибо микроклин обычно характеризуется четко выраженным и легко узнаваемым двойникованием. Тем не менее многие авторы, которые не проводили количественных измерений, считают наиболее распространенной разновидностью микроклин. Едва ли можно сомневаться, что натриевые разновидности полевых шпатов количественно преобладают; они являются единственным представителем полевых шпатов многих граувакк.-



Фиг. 2-3. Происхождение кремнистых минералов в песчаниках.

Какие-либо количественные оценки содержания наиболее кальциевых плагиоклазов — битовнита и анортита — не проводились. В целом, по-видимому, количество несдвойникового К-полевого шпата в общей массе полевых шпатов недооценивается, так как он уверенно диагностируется микроскопически лишь при применении методики окрашивания. Хорошо известно, что в песчаниках могут присутствовать одновременно полевые шпаты самых разных составов; это коренным образом отличает их от метаморфических и изверженных пород, где в равновесных соотношениях находятся обычно только две, а если считать и пертитовые вроски, то три разновидности полевых шпатов без учета зональных кристаллов. Совместное нахождение полевых шпатов разного состава рассматривается как доказательство кластического происхождения пород, ибо любым другим породам, формирование которых, очевидно, происходило в равновесных условиях, как, например, в большинстве метаморфических и изверженных пород, такие смешанные ассоциации не свойственны. Анализы полевых шпатов с помощью электронного микронзонда позволяют получить значительный объем необходимой информации относительно составов полевых шпатов в песчаниках. С помощью этого прибора возможно установить в шлифе точные соотношения калия, натрия и кальция в отдельных зернах полевых шпатов.

Относительные количества К-полевых шпатов, натровых и кальциевых плагиоклазов в песчаниках могут быть обусловлены либо их соотношением в изверженных и метаморфических исходных породах, либо их различной устойчивостью в гипергенных условиях. Достаточно хорошо известно, что плагиоклазы анортитового состава гораздо реже встречаются в материнских породах, чем плагиоклазы альбитового состава, хотя это может быть лишь функцией большей распространенности кислых пород на поверхности Земли, что в действительности и имеет место. Подобные соображения не могут быть отнесены к калиевым и натриевым полевым шпатам, поскольку относительная обогащенность щелочами может быть обусловлена только особенностями эродируемой области сноса. Следовательно, наблюдаемые различия в распространенности калиевых и натриевых полевых шпатов в песчаниках скорее всего следует объяснять различной устойчивостью минералов при выветривании. Современные исследования особенностей выветривания изверженных пород [33, 42], по-видимому, подтверждают сложившиеся на основании петрографического изучения представления о степени устойчивости полевых шпатов в этом процессе. Наибольшей устойчивостью обладает К-полевой шпат, меньшей — альбит и наименьшей —

анортит. Эти данные основаны на изучении кинетики процесса выветривания в неравновесных условиях в горах Сьерра-Невады, но также находят, по-видимому, подтверждение в лабораторных исследованиях равновесных систем [85], согласно которым намечается тот же ряд устойчивости минералов и для равновесных низкотемпературных условий земной поверхности. Все эти результаты подтверждают представления Голдича [48], основанные на изучении выветривания почв и пород. В соответствии с этой тенденцией находится большая частота встречаемости аутигенных плагиоклазов натрового состава по сравнению с кальциевыми. Аутигенные натровые плагиоклазы почти всегда имеют состав практически чистого альбита.

Полевые шпаты, в четвертичных и современных песках. Полевые шпаты являются весьма распространенными минералами современных песков самого разнообразного происхождения. Как можно видеть в табл. 2-1, количество полевых шпатов в песках меняется от 1 до 77%. И хотя в некоторых из них содержание полевых шпатов достигает в среднем 25% и более, лишь немногие пески могут быть названы арко-зовыми или субаркозовыми. Почти все эти пески содержат больше обломков пород, чем полевых шпатов, и в случае их литификации больше похожи на лититовые арены. Причина незначительной распространенности песков аркозового состава заключается в том, что, как правило, пески претерпевают длительный перенос из удаленных областей и образуются за счет смешения материала из разных источников. Аркозо-вые пески обычно возникают за счет разрушения обогащенных полевым шпатом изверженных и метаморфических пород, почти всегда располагаются вблизи областей питания и во многих случаях обладают ограниченным распространением. Но, несмотря на локальность развития, они могут достигать значительных мощностей.

Семь образцов дресвы из бассейна реки Саут-Платт, Колорадо, можно считать представительными как пример исходного материала большинства песков. Они содержат в среднем 69% полевых шпатов при равном соотношении К-полевых шпатов и плагиоклазов [60].

В речных песках содержание полевых шпатов, по-видимому, раза в два больше, чем в дюнных или пляжевых. Это может быть обусловлено или истиранием полевых шпатов при миграции дюнных и пляжевых песков, или происхождением многих из них за счет переработки и переотложения обедненных полевым шпатом реликтовых плейстоценовых песков континентального шельфа; возможно также сильное разбавление их такими песками. Важнее здесь, конечно, подчеркнуть то, что даже пески пляжей и дюн содержат ощутимые количества полевых шпатов — факт, который свидетельствует о малой вероятности образования чисто кварцевых аренов за счет исчезновения полевых шпатов в такой обстановке. Филд и Пилки [34] определили распространенность полевых шпатов в осадках континентального шельфа юго-восточной части США и пришли к выводу, что низкое содержание этих минералов (от 3 до 5%) обусловлено тем, что реки Пидмонта дренируют глубоко измененные выветриванием породы области сноса. В противоположность этому в шельфовых осадках района Нью-Ингленд, по данным Мак-Мастера и Гаррисона [81], полевые шпаты содержатся в значительно больших количествах — от 11 до 30%. Эти осадки образуются за счет значительно менее выветрелых исходных пород, перекрытых полевошпатовыми плейстоценовыми ледниковыми образованиями.

Анализ табл. 2-1 показывает, что независимо от обстановки отложения пески северной части США являются более полевошпатовыми, чем пески южных или юго-восточных штатов. Это различие обусловлено, по-видимому, тем, что пески северных областей образуются за счет

Таблица 2-1

Содержание полевых шпатов в современных и
плейстоценовых песках Северной Америки

Тип песка	Местонахождение	Количество образцов	Интервалы содержания	Среднее	Исходные данные
Дресвяной	Колорадо	7	—	69	60
Гляциальный, отмытый Гляциальный, тилл (песчаная фракция) Речной	Иллинойс	24	—	14	122
	Иллинойс	5	15-20	17	99
	р. Миссури	26	9R 4^	19	60
	р. Платт и Саут-Платт, Колорадо	11	—	W> iii	60
	Виргиния	11	—	14	44
	Северная Каролина	12	—	7	44
	Южная Дакота	17	—	5	44
	Джорджия	7	—	7	44
	р. Иллинойс	0 0	9—12	10	22
	р. Огайо	4	6-21	15	22
	р. Уобаш	2	17-19	18	22
	р. Миссисипи, Иллинойс	13	1 C OЛ	25	22
	р. Миссисипи от Иллинойса до Мексиканского залива	10 M	15-26	21	96
	р. Апалачикола, Флорида	2	—	—	67
	р. Мобил, Алабама	1	—	1	Cr'
	р. Бразос, Техас	2	—	11	—
	р. Колорадо, Техас	1	—	10	—
	р. Колумбия	4	—	t)Q	121
	потоки Мексики	7	1 Ч OQ	18	12
	Хакалитос-Крик, Калифорния	1	—	он	94
Пляжевый, озерный	оз. Эри	7	22—28	25	94
	—	—	—	—	э
Пляжевый, морской	оз. Мичиган	4	•—	14	94
	Квебек, Лабрадор (Гренландия)	—	27—77	4.Q	22
Дюнный	Массачусетс	17	1-26	—	La
	Мексиканский залив: побережье Луизианы	15	12—19	17	en
	восточное побережье	10	—	<!	192
	побережье Техаса	14	Q Л	—	55
	Северная Каролина	17	—	5	67
	Южная Каролина	17	—	к	44
	Джорджия	11	—	4	44
	Флорида	1 Я	—	2	44
	Иллинойс	47	8—29	18	22
	Северная Каролина	17	—	5	44'
Южная Каролина	7	—	—	лл	
Джорджия	11	—	2	44	
Флорида	15	—	2	44	
Континентальный шельф	Юго-осток США	ОЛ	—	30	34
	То же	—	—	5,2	О
Итоговые данные:					
средний речной		168	—	22,0	
средний пляжевый		142	•—	10,1	
средний дюнный		QC	—	10,6	
общее среднее		404	1-77	15,3	

' Фракция размером 0,250—0,364 мм. ²

Фракция размером 0,125—0,177 мм.

переработки ледниковых наносов, песчаная фракция которых сильно обогащена полевым шпатом.

В среднем в 404 образцах речных, пляжевых и донных песков содержание полевых шпатов составляет 15,3%, что практически почти точно совпадает со средней величиной, полученной по 435 средним пробам песчаников с Русской платформы (табл. 2-3). Вряд ли можно сомневаться в представительности тех и других образцов. Что касается современных и плейстоценовых песков, то они, по-видимому, были перемешаны с песками ледникового происхождения и за счет этого обогащены полевыми шпатами в большей степени, чем это могло быть в других условиях.

Полевые шпаты в древних песчаниках. По расчетам Кларка [20] (на основании среднего валового химического состава), средний песчаник должен содержать 11,5% полевых шпатов. Лейт и Мид [74] оценили среднее содержание в 8,4%. Крынин [73] оценивает их количество в 11—12%. Данные современных количественных подсчетов показывают, что некоторые песчаники могут быть практически бесполовшпатовыми, тогда как в других полевые шпаты могут составлять более 90% основной фракции (табл. 2-2 и 2-3). Среднее содержание полевых шпатов в североамериканских песках и песчаниках, вычисленное по небольшому числу опубликованных анализов, составляет около 14%; в среднем в песчанике Русской платформы их количество равно примерно 15%.

Причины колебаний чисел, приведенных в двух таблицах, не так просто объяснить. Данные для Северной Америки показывают, что наиболее высокие содержания полевых шпатов приходятся на долю песчаников орогенных поясов, наименьшие свойственны песчаникам внут-риконтинентальных районов. Большинство мезозойских и третичных песчаников образовалось за счет материалов области Береговых хребтов и Скалистых гор, тогда как палеозойские песчаники имели своими источниками внутриконтинентальные области. Они структурно и минералогически более зрелые и соответственно характеризуются меньшим содержанием полевых шпатов. Однако палеозойские песчаники орогенных поясов Аппалачей и Уошито обеднены полевыми шпатами, хотя и насыщены обломками пород. Высокие содержания полевых шпатов в некоторых песчаниках Русской платформы обусловлены влиянием тектоники, т. е. быстрым подъемом и эрозией не полностью выветрелых материнских пород; низкие содержания в других связаны с заключительными стадиями эрозионных процессов в условиях низкого рельефа и стабильного состояния земной коры [95].

Происхождение полевых шпатов в песчаниках. Поскольку полевые шпаты, как и кварц, повсеместно распространены в метаморфических и изверженных породах, общие сведения об этих минералах, как таковых, не представляют особой ценности для точного определения исходных пород и области сноса. Необходимо более совершенное знание состава полевых шпатов, которое может быть достигнуто оптическими и рентгеновскими методами. Однако более быстрая идентификация плагиоклазов и К-полевых шпатов достигается методом окрашивания [89]. Значение различных типов полевых шпатов для выяснения их источника отчасти базируется на ограниченности распространения некоторых из них, например санидина, являющегося высокотемпературным минералом контактово-метаморфических и вулканических пород. Микроклин в противоположность санидину широко распространен в метаморфических и интрузивных породах, но не характерен для вулканитов. Составы плагиоклазов коррелируются с химическими составами метаморфических и изверженных пород, но не принадлежат к числу диагностических признаков определенных типов пород. Неоднородность оптических

Таблица 2-2

Содержание полевых шпатов в песках и песчаниках Северной Америки

Возраст	Количество формаций	Содержание полевых шпатов, %
Додевон	35	5,1
Девон — пермь	29	5,8
Мезозой	12	25,0
Третичный	22	21,0
Плейстоцен — современный		15,3
Среднее (невзвешенное)		14,4

Таблица 2-3

Содержание полевых шпатов в песчаниках Русской платформы (по Ронову [95])

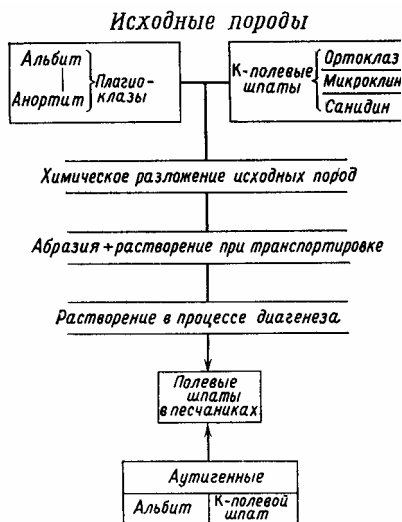
Возраст	Количество средних проб	Содержание полевых шпатов, %
Докембрий	65	30,5
Кембрий	18	16,6
Силур	14	9,6
Девон	177	8,9
Карбон	95	4,8
Триас	5	61,6
Юра	23	42,8
Мел	20	15,0
Третичный	10	31,1
Четвертичный	8	22,6
Среднее		15,3

свойств полевых шпатов изучал Римсейт [93], который связал такие их особенности, как переменная или нормальная зональность, а также различные типы срastания с составом и происхождением исходных типов пород. Но так как полевые шпаты более характерны для метаморфических и интрузивных пород, чем для осадочных, их присутствие в песчаниках оказывает значительную помощь в решении ряда общих вопросов. Распространенность полевых шпатов обусловлена: 1) составом исходных пород (гл. 8), 2) процессами химического выветривания в областях питания, 3) истиранием и растворением при транспортировке и 4) растворением в процессе диагенеза [фиг. 2-4].

Связь химического выветривания в областях питания с особенностями седиментационной тектоники проявляется следующим образом. Сохранность нестойких минералов в условиях выветривания и последующая их транспортировка в бассейны осадконакопления являются функцией соотношения химического и механического выветривания в области сноса. Это отношение в общем зависит от характера рельефа. Рельеф же в максимальной степени обусловлен тектоникой. Таким образом, от кварц-полевошпатового отношения мы приходим к оценке тектонического режима области сноса, внося поправки с учетом таких факторов, как состав исходных пород и преобразования в ходе транспортировки и диагенеза. В концепциях седиментационной тектоники проявляется тенденция умалить роль климатического фактора или по меньшей мере подчеркнуть отсутствие непосредственной связи между климатом и рельефом. Относительная роль климата и тектоники (через рельеф) в процессах химического выветривания и почвообразования была предметом оживленных дискуссий [108]. По-видимому, каждый из двух факторов может быть преобладающим в определенной обстановке. Что это именно так, явствует из некоторой неопределенности отношения кварца к полевоому шпату или в общем случае устойчивых минералов к неустойчивым.

•" Соображения о причинах исчезновения полевых шпатов и других неустойчивых минералов в результате абразии и растворения при транспортировке приведены ниже.

Существование аутигенных полевых шпатов в песчаниках отмечалось настолько часто, что этот факт почти не вызывает сомнений [87, 6]. Условия химического осаждения полевых шпатов определяются относительными содержаниями слагающих их компонентов в растворе,



Фиг. 2-4. Происхождение полевых шпатов в песчаниках.

т. е. K^+ , Na^+ , Ca^{2+} и SiO_2 , а также pH среды. Изменения концентраций этих компонентов в связи с осаждением полевых шпатов рассмотрены Гаррелсом и Крайстом [41], Мера устойчивости полевого шпата к растворению и, следовательно, вероятность его осаждения может быть выражена через ионное отношение соответствующих щелочных металлов к водороду, что приводит к минимальной оценке содержания кремнезема в растворе. Принимая во внимание температурные коэффициенты реакции [61], так же как и геологические условия нахождения аутигенных полевых шпатов, можно предположить, что одним из определяющих факторов их образования служат несколько повышенные температуры, по-видимому связанные с умеренным или глубоким захоронением осадков.

Слюды, хлориты и глинистые минералы. Эти минералы удобнее всего рассматривать совместно, поскольку все они

достаточно близки по химическому составу (водные алюмосиликаты) и особенностям кристаллической структуры (слоистые силикаты). Определенное сходство намечается и в формах их нахождения в песчаниках. Часто практически невозможно провести четкую границу между крупными пластинками слюд несомненно обломочного происхождения и очень тонким интерстициальным глинистым материалом многих песчаников. Тем не менее представляется целесообразным рассмотреть эти двух конечных членов ряда — крупных обломочных зерен и тонкого глинистого материала. Обе разновидности могут встречаться совместно и либо находиться в смеси друг с другом, либо распределяться в зависимости от размерности частиц. Каждая из них может также встречаться отдельно от другой.

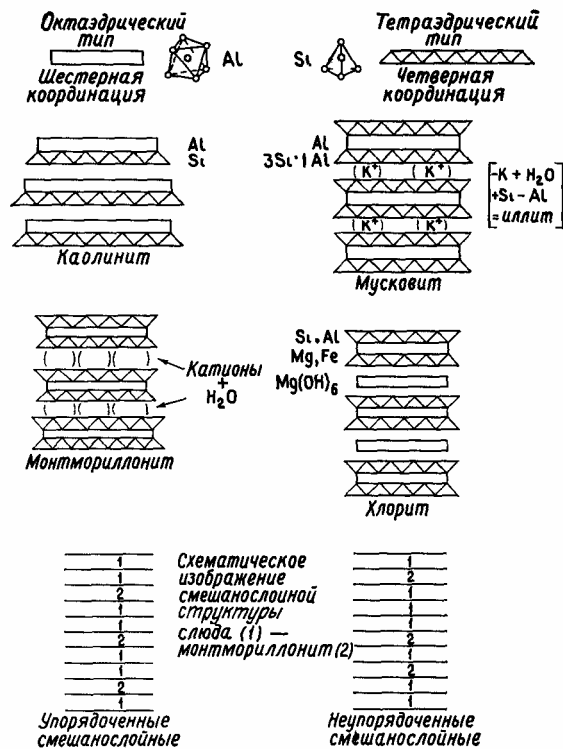
Крупные обломочные зерна свежего или выветрелого мусковита, биотита или хлорита принадлежат к числу обычных составных компонентов песчаников, легко диагностируемых под микроскопом. В большинстве случаев они относятся к числу второстепенных компонентов, содержание этих минералов может быть значительным. Благодаря своей тонкопластинчатой форме и соответственно меньшей скорости осаждения они ассоциируются с зернами кварца и полевых шпатов мелкопесчаной или алевритовой размерности.

В подводных конусах выноса у подножия континентального склона уже за пределами подводных каньонов отмечается обилие слюд в тонких фракциях осадка внешних зон конусов. В то же время внутренние части конуса, сложенные более грубым материалом, содержат меньше слюд. В целом они характерны для алевритов в большей степени, чем для песков. В эоценовых песчаниках Тайи в Орегоне, закартированных Ловеллом [76], наблюдается сходная картина с турбидитовыми образованиями, где слюды приурочиваются к периферическим частям формации, удаленным вниз по склону. Здесь также более грубозернистые прибрежные фации песчаников содержат меньше слюд. Присутствие хорошо окристаллизованных слюд обломочного происхождения может быть интерпретировано так же, как и присутствие полевых шпатов, но гораздо большую ценность представляет их изучение для

тех же целей в очень тонкозернистых песчаниках и алевролитах. Мусковит намного более устойчив к химическому выветриванию, чем биотит или хлорит, но данных, которые бы позволили оценить стабильность биотита к процессам выветривания по сравнению с различными разновидностями хлоритов, недостаточно. По-видимому, хлориты обладают большей "тенденцией к распаду на мелкие частички, чем биотит. Это и является причиной частого накопления хлоритов в составе глинистой фракции песчаников. Обычным является также преобразование биотита в хлорит. Нередко можно наблюдать все стадии этого преобразования в одном и том же зерне. Галлихером описано замещение биотита глауконитом [40].

Тонкозернистые глины. Наиболее мелкозернистый глинистый материал присутствует в песчаниках в качестве существенной составной части их основной массы, или матрикса, тогда как обломки глинистых пород включают все главные группы глинистых минералов: группу каолинита (каолинит, диккит, галлуазит), группу слюд (мусковит, иллит, глауконит), группу монтмориллонита или смектитов (нонтро-нит, сапонит и многие др.), группу хлоритов, группу смешанослойных минералов (корренсит и др.) [53, 17]. Структуры этих минералов образованы простой компоновкой блоков из алюминиевых октаэдров и кремнекислородных тетраэдров, каждый из которых образует самостоятельные слои в кристаллографической плоскости (001) (фиг. 2-5). Выделение различных групп глинистых минералов производится в первую очередь на основе структурных признаков, а не по составу. Так, к минералам каолинитовой группы относятся соответственно те, в которых один октаэдрический слой связан с одним тетраэдрическим, так что образуются пакеты, где соотношение слоев составляет 1:1. Существование нескольких вариантов связи этих слоев обуславливает появление полиморфных модификаций, соответствующих таким минералам, как каолинит, диккит, накрит. Пакеты в слюдистых минералах образованы тремя слоями: октаэдрический слой располагается между двумя тетраэдрическими, соседние пакеты в свою очередь соединяются между собой межслоевыми катионами, например калием в биотите и мусковите. Хлоритовая группа минералов характеризуется таким же сочетанием пакетов, но в межслоевой позиции между пакетами расположен бруситовый слой $Mg(OH)_2$. К монтмориллонитовой группе относятся минералы с пакетами слюдистого типа, имеющие воду и катионы в межслоевом положении. В пределах каждой структурной группы возможно существование большого числа отличающихся по химизму разновидностей. Хотя многим из них присвоены названия как минералам фиксированного состава, на самом деле в каждой из этих групп допустим широкий неопределенный спектр составов. Идентификация глинистых минералов с помощью методов рентгеновской дифракции осуществляется главным образом по их принадлежности к различным структурным группам [17].

Структура глинистых минералов послужила основой для создания теории ионного обмена (обмена основаниями), процесса, в ходе которого катионы из межслоевого положения (и в меньшей степени из других позиций) могут достигать равновесного состояния с окружающей обстановкой. Так, натровый монтмориллонит, будучи помещен в обогащенный кальцием раствор, превращается в кальциевый монтмориллонит. Способность к обмену основаниями максимальная у монтморилло-нитов, промежуточная у минералов иллитовой и хлоритовой групп и минимальная в каолинитовой группе. Катионы в октаэдрической позиции в течение короткого времени лабораторного эксперимента обычно **не** подвергаются замещению, и, следовательно, для относительно корот-



Фиг 2 5 Типы глинистых минералов и их структурные особенности

кого периода времени глины могут рассматриваться как устойчивые обломочные минералы, поскольку дело касается октаэдрических и тетраэдрических слоев, или как химически неустойчивые, если речь идет о межслоевых промежутках. Поэтому мы можем ожидать, что за короткое время транспортировки глинистого минерала речной и затем морской водой вплоть до его захоронения могут произойти замещения катионов только в межслоевых позициях, а также тех ионов, которые находятся на внешних ребрах и углах кристаллитов. За периоды времени, исчисляемые миллионами лет, в течение которых протекают диагенетические процессы, любые части структуры глинистых минералов могут реагировать с окружающей средой.

Современные лабора-

торные исследования подтверждают представления,

возникшие на основании изучения шлифов, о вероятности прямого осаждения глинистых минералов из водных растворов при низких температурах и давлениях [105]. Лабораторными исследованиями также установлено, что глинистые минералы обнаруживают признаки частичного растворения и изменения уже по прошествии нескольких часов или дней [77, 103]. За период времени до шести месяцев глинистые минералы приходят почти в полное равновесие с раствором, в который они погружены. Изучение поведения глинистых минералов в речных и некоторых морских водах показало, что условия некоторого равновесия между глиной и окружающей водой устанавливаются за отрезок времени, сопоставимый с установленным при эксперименте. Возможно, что в равновесии с водой находится только поверхностный слой глин. Возникает вопрос, означает ли это, что глины, реагирующие с окружающей водной средой, — это те самые хорошо кристаллизованные глины, которые идентифицированы с помощью рентгеновской дифракции, или речь идет только о самой тонкодисперсной или аморфной фазе минеральной фракции глин, характерной, например, для многих типов почв. Эта последняя обычно не определяется рентгеном и в то же время должна быть более химически активной.

Точная диагностика глинистых минералов осуществляется в первую очередь методами рентгеновской дифрактометрии, однако при изучении в прозрачных шлифах необходимо также грубо ориентировочное определение глинистых минералов оптическими методами. Точная их идентификация в прозрачных шлифах обычно затруднена [53], хотя существуют хорошо разработанные приемы оптического изучения среднего состава глин в иммерсии [24, 53]. Процедура количественной оцен-

ки соотношений главных групп глинистых минералов (слюд, каолинита, хлоритов, монтмориллонита) включает выделение размерных фракций и отделение глинистой от песчаной, получение дифрактограмм с добавлением или без добавления этиленгликоля (для определения монтмориллонита или других «набухающих» глин), измерение площадей рентгеновских пиков и введение необходимых поправок на рассеяние рентгеновских лучей [68]. Неудобство этого анализа заключается в том, что точность его не превышает 10%, если не предпринимаются особые меры для обеспечения лучшей воспроизводимости. Для большей детальности исследований глинистых минералов применяются методы электронной микроскопии [7, 9], электронной дифракции [124] и инфракрасной спектроскопии [3]. В определении состава глинистых минералов большую помощь оказывает электронный микронд.

Интерпретация минералогии глин основывается на знании: 1) того, как процессы выветривания способствуют образованию глин из первичных силикатных и ранее сформировавшихся глинистых минералов; 2) природы ионного обмена и других кратковременных химических преобразований, протекающих в среде осадконакопления, и 3) всего многообразия структурных и химических изменений, которые происходят в течение длительного периода времени. Первая группа факторов связана с особенностями состава исходных пород, климатом и рельефом в области сноса; вторая — с обстановкой в бассейне осадконакопления и последующим воздействием грунтовых вод; третья является функцией длительных диагенетических преобразований. Минералогия глин могла бы стать мощным инструментом в познании всех этих процессов, если бы не то обстоятельство, что каждое преобразование ведет к частичному уничтожению следов предшествующих событий. Тем не менее при сравнительном петрологическом изучении глинистые минералы могут быть использованы для картирования петрографических провинций, для оценки различий в условиях осадконакопления и для уяснения роли процессов диагенеза.

Недавно выполненные исследования Бискайя [11] и ряда других ученых показали, что распределение глинистых минералов в осадках Атлантического и Тихого океанов может быть понято гораздо легче, если рассматривать его в рамках петрографических провинций обломочного материала, поступление которого в эти провинции обусловлено совместным действием ветров и океанских течений. Хотя вблизи от побережий часто происходит дифференциальная флокуляция осадков, она не оказывает значительного влияния на границы океанских провинций и проявляется, как и следует ожидать, на прибрежных участках и в эстуариях, а не в более удаленных пелагических областях.

• Существует несомненная связь между климатом, характером выветривания, составом исходных пород на соседних континентах и особенностями распределения глинистых минералов на дне морей и океанов. Это не распространяется на диагенетические преобразования, которым могут подвергаться океанические осадки, например, такие, как преобразование вулканических пеплов в монтмориллонитовые глины. Тем не менее главным фактором, определяющим наблюдаемый состав глинистых минералов, служат исходные породы в области сноса. Эти выводы применимы и для интерпретации условий формирования древних пород. В древних песчаниках многими исследованиями установлено присутствие аутогенного каолинита или диккита. В одном из таких исследований [46] было со всей очевидностью показано, что каолинит имеет аутигенное происхождение и не мог быть привнесен, поскольку

• в соседних сланцах присутствие каолинита не обнаружено. Большая

• 4 часть глинистого материала цементирующей массы в граувакках, по-ви-

димому, представляет собой вторичные, диагенетические продукты, а не первично осажженные тонкозернистые глины. Невозможность объяснить, как обычные потоки, в том числе и большинство мутьевых, могут транспортировать наряду со средне- и грубозернистыми песчаными частицами весьма значительные порции тонкозернистых глин, подтверждает представления о диагенетическом или метаморфическом происхождении последних в составе цементирующей массы (матрикса).

Условия образования и химическая стабильность различных глинистых минералов, по крайней мере в идеализированной форме, рассматривались Гаррелсом и Крайстом [41], а также и Краускопфом [70]. Как и в случае полевых шпатов, соответствующими параметрами условий их существования являются концентрации щелочных и щелочноземельных элементов, ионов водорода, кремнезема и глинозема в окружающей среде (гл 10) Отсюда следует, что ключом к пониманию генезиса глинистых минералов в конкретных типах пород являются детальный анализ и картирование пространственного распределения глинистых минералов на больших площадях, но не попытки восстановить их генезис, основываясь лишь на особенностях состава глин в каких-то конкретных местах

Тяжелые минералы. В эту группу входят различные силикаты и окислы, встречающиеся в песчаниках в небольших количествах; их суммарное содержание в породе редко превышает 1%. Сюда относят, с одной стороны, такие минералы, как турмалин и циркон, которые не встречаются в больших количествах ни в каких исходных породах, но устойчивы к процессам механического и химического выветривания, с другой — амфиболы и пироксены, которые, являясь довольно распространенными минералами многих материнских пород, обладают малой устойчивостью к процессам разрушения. Благодаря тому, что тяжелые минералы лучше других сохраняются при выветривании, транспортировке и диагенезе, а также в связи с тем, что многие из них характерны лишь для ограниченного числа генетических типов пород, эти минералы играют весьма важную роль в установлении источника сноса (гл 8). Для двух взаимосвязанных зон: область сноса — бассейн седиментации — трудно предположить, чтобы за короткий период истории происходили синхронные изменения, которые давали бы начало различным ассоциациям тяжелых минералов, выдержанным по простиранию стратиграфического горизонта. Поэтому тяжелые минералы вряд ли можно использовать для обычной стратиграфической корреляции, так же как литологические фации вообще не могут служить маркирующими горизонтами при стратиграфических сопоставлениях. Вместе с тем весьма эффективно использование тяжелых минералов для корреляции различных фаций, поскольку они являются индикаторами рассеяния осадочного материала из определенных питающих провинций, испытывающих тектоническое развитие. С их помощью можно проследить развитие орогенной фазы в области сноса, благодаря которому происходило постепенное вскрытие осадочного покрова, метаморфической и изверженной толщ, что запечатлелось в обратной последовательности ассоциаций тяжелых минералов, наблюдаемой в песчаниках — продуктах размыва всех этих пород. Зональность тяжелых минералов в песчаниках обратна их стратиграфической последовательности в разрезе питающей провинции

Наибольшую ценность для установления петрографических провинций и исходных типов пород приобретает исследование тяжелых минералов, дополненное структурным анализом и изучением минералов легких фракций. Тяжелые минералы играют важную роль и в геологическом картировании. Поскольку каждый минеральный вид распреде-

ляется в размерных фракциях по-разному, необходимо в каждом случае решать, сопоставлять ли весь набор тяжелых минералов, распределяющихся по всему спектру размерных фракций, или только тяжелые минералы каких-то определенных фракций. Для более точной оценки минералов тяжелой фракции может быть использовано «гидравлическое отношение» [94, 15], выражающее зависимость между размерами и плотностью тяжелых минералов. Хьюберт [64] предложил использовать циркон-турмалин-рутиловый индекс «зрелости» ассоциаций тяжелых минералов, который позволяет восстановить соотношения этих минералов в исходных породах, измененных в процессе осадочной дифференциации.

Особое внимание уделяется изучению двух наиболее распространенных минералов тяжелых фракций — турмалина и циркона — в основном с той же целью, что и при изучении разновидностей кварца, т. е. в надежде добиться более эффективных результатов в определении источника сноса. Томита [114], изучив литературу по циркону, пришел к выводу, что источником цирконов пурпурного и ярко-розового цветов могут быть только архейские гнейсы или граниты; считают, что цвет их имеет радиогенное происхождение, а глубина или интенсивность его увеличивается с возрастом. Полдерварт [90] изучал цирконы из осадочных пород в связи с их распространением в изверженных породах и нашел, что соотношение формы и размера зерен является наиболее существенным фактором: чем крупнее обломки циркона в осадочных породах, тем они более округлены; что касается редких включений резорбированных цирконов в гранитах, то чем они меньше, тем более округлая форма им свойственна. Каллендер и Фолк [19] количественно изучили свойства цирконов (в том числе цвет, удлинение и включения) из третичных песков центральной части Техаса и обнаружили, что только степень идиоморфизма может коррелироваться с другим петрологическим параметром — относительным количеством вулканогенных обломков. Крынин [72] пытался использовать цветовые различия турмалинов как основу для определения их источника, однако было установлено [25], что простая зависимость между цветом и составом турмалинов или составом и принадлежностью турмалинов к определенному типу изверженных и метаморфических пород отсутствует.

Как показано в гл. 3, округлость тяжелых минералов, как и любого обломочного зерна, можно использовать в качестве индикатора петрографической провинции на основании различий в характере истирания. Прочность и устойчивость минералов тяжелых фракций в зависимости от возраста рассмотрены в гл. 10.

Обломки пород. Главные типы обломков пород в песчаниках представлены: 1) глинистыми породами, включающими глинистые и шиферные сланцы, филлиты и кристаллические сланцы; 2) вулканическими породами, включая стекла; 3) кремнистыми породами в виде обломков кварца и кремнистых сланцев. Меньше распространены, хотя иногда встречаются и в изобилии, обломки карбонатных пород.

Соотношения между содержанием обломков и возрастом пород в полной мере оценены лишь недавно. Обломки пород в современных песках в прозрачных шлифах четко распознаются и легко определяются. Обломки глинистых пород, по-видимому, не могут сохраняться, как таковые, во многих древних песчаниках; они бывают сдавлены, деформированы и раздроблены более твердыми зернами, в результате чего оказываются смешанными с последними или образуют глинистый цемент (матрикс) [1]. Все типы таких деформаций могут быть обнаружены при изучении пород под микроскопом. Кажется, что в подавляющем большинстве древних песчаников происходит полное уничтожение

прежних обломков пород и смешение их с тонкозернистым глинистым цементом. Практически невозможно предложить бесспорный и полностью надежный способ восстановления прежнего облика раздробленных обломков пород, если уничтожены целиком их первоначальные очертания. Агрегаты глинистых минералов, образовавшихся в процессе диагенеза, также могут быть перемешаны с раздробленными обломками пород. Гораздо больше вероятности, что встречаются в виде определенных обломков более прочные разновидности глинистых пород (сильнее метаморфизованные); мягкие сланцы редко сохраняются в виде обломков песчаной размерности, а если и сохраняются, то скорее всего теряют свой первоначальный облик после отложения. Возникает вопрос об устойчивости глинистых обломков в условиях транспортировки; большая часть их в современных потоках распадается до размера алевритовых или глинистых частиц. Ряд экспериментальных данных по поведению сланцев во вращающихся барабанных установках также свидетельствует об их малой устойчивости в процессах переноса. Следовательно, мы можем сделать вывод, что обилие обломков глинистых пород в песчаниках служит указанием на близость источника этого материала. Таким образом, можно говорить об индексе уничтожения («каннибализма»), значение которого зависит от количества сохранившихся в песчанике обломков мягких глинистых пород.

В некоторых песчаниках в изобилии присутствуют обломки вулканических пород, включая и пирокласты. Они могут быть главным либо единственным составным компонентом песчаников. В обломках различаются как более древние, так и одновременные с песчаными осадками продукты вулканических извержений, происходивших в пределах бассейна осадконакопления или поблизости от него. Продукты диагенетических преобразований таких осадков обычно содержат цеолиты. Де-витрификация обломков стекла в песчаниках может привести к появлению опалового цемента. Некоторые образования в равной степени можно рассматривать как вулканические породы и как песчаники, сложенные обломками вулканических пород. Вероятно, существует только смысловое различие между понятиями «туфолава как вулканическое образование» и «туфолава как осадочное образование», условия цементации которого определялись температурой формирования.

Обломки пород в современных и древних песках. Обломки пород широко распространены в современных песках, но их состав и даже общее количество редко специально исследовались. Данные подобного рода, полученные из литературных источников, приведены в табл. 2—4. В ряде случаев они не отличаются полнотой и относятся лишь к отдельным размерным фракциям. Если это тонкие фракции, то количество обломков пород в них явно занижено. Оригинальные анализы всего гра-нулометрического спектра показывают, что в отличие от полевых шпатов содержание обломков пород зависит от их размера и возрастает по мере укрупнения зерен [65, 84]. Существует также неясность относительно того, что именно следует рассматривать как «обломки пород». Поликристаллические зерна кварца, обломки кремнистых сланцев и обычных пород могут рассматриваться совместно или отдельно. В табл. 2-4 обломки кремнистых сланцев включены в категорию обломков пород.

Как и в случае с полевыми шпатами, небольшие потоки, дренирующие области со сравнительно однородной литологией, несут наибольшее количество обломков пород. Песчаные отложения более крупных рек принадлежат, по видимому, к категории более «нормальных» осадков. Данных еще слишком мало, чтобы можно было сделать какие-либо далеко идущие выводы о содержании обломков пород в песках, накопи-

**Содержание обломков пород в современных и
плейстоценовых песках Северной Америки**

Тип песка	Место нахождения	Количество образцов	Содержание		Источник
			пределы колебаний	среднее	
Речной	р. Миссисипи	62	9—19	13	[96]
	р. Огайо ¹	1		11	[65]
	р. Миссисипи (ниже слияния с р. Миссури) ¹	2	22—27	24	[65]
	р. Колумбия ²	11		31	[121]
	Реки Мексики	7	45-69	57	[120]
	Хакалитос-Крик, Калифорния	1		40	[123]
	р. Рио-Гранде, Техас	1		40	[83] ³
Средний речной		85		20	
Пляжевый	оз. Мичиган ¹	2		17	[65]
	Техас	2		15	[83р]

¹ Данные только для фракции 1,25—2,75ф.

² Включена также часть фракции грубых илов.

³ Использованы опубликованные данные.

вающихся в различных условиях. Данные Нанца [83] позволяют предполагать меньшее содержание обломков пород в пляжевых и дюнных песках, чем в речных песках одной и той же географической провинции.

Если пески крупных современных рек могут служить эталоном, то большинство песчаников должно было бы иметь состав, близкий к суб-аркозам или к сублитоидным ареникам (субграуваккам) со средним содержанием полевого шпата и обломков пород 15 и 19% соответственно. Относительная роль полевых шпатов и обломков пород определяется, по-видимому, условиями и составом пород питающих провинций. Из приведенного обзора весьма ограниченного числа работ, касающихся содержания обломков пород в современных песках, со всей очевидностью следует необходимость дальнейших исследований в этом направлении. Петрографы имеют склонность концентрировать свое внимание на мало распространенных акцессорных (тяжелых) минералах песков и пренебрегают изучением минералов легких фракций. Более того, изучение составляющих пески зерен также осуществляется неодинаково. Большая часть обломков пород непрозрачна для проходящего света и практически недиагностируема, если только не делается специальных срезов. Обычно изучением таких обломков пренебрегают. Поэтому более всего сейчас необходимо изучение современных песков в шлифах; для этого следует прямо на месте ввести в песок отвердитель, и затем исследовать в прозрачных шлифах, как и древние песчаники. Таким способом мы могли бы получить сопоставимые данные для выяснения общих закономерностей образования и распределения обломков пород. Сложившееся положение особенно ненормально потому, что несмотря на изучение современных морских осадков, ценность собранных данных и анализов весьма невелика. Распространенность и состав обломков пород в древних песчаниках, по-видимому, изучены лучше, чем в современных песках, что связано главным образом с использованием шлифов при исследовании этих твердых песков. В табл. 12-3 приведены некоторые данные Г Г

о пределах колебаний в среднем содержании обломков пород з Ап-палачских песчаниках.

Содержание обломков пород в песках и песчаниках определяется несколькими факторами, а именно: 1) размерностью зерен, 2) источниками материала, 3) степенью «зрелости» и 4) возрастом. Как правило, содержание обломков пород является функцией размерности зерен; чем более грубозернистый песок, тем выше содержание в нем обломков пород при прочих равных условиях [1, 100].

Как было отмечено Поттером и Прайором [91], пески, образовавшиеся за счет пород Канадского щита, содержат больше полевых шпатов, чем обломков пород; пески же, возникшие за счет сноса с Аппалачей, характеризуются обратным соотношением. Канадский щит сложен в основном породами гранитного состава, тогда как в Аппалачах, включая сюда и кристаллические породы Пидмонта, развиты осадочно-метаморфические породы. В песках, более зрелых в структурном отношении (т. е. хорошо скатанных и отсортированных), отмечается тенденция к уменьшению содержания обломков пород и полевых шпатов.

ХЕМОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Карбонаты. Карбонатные минералы в песчаниках могут быть как обломочными, так и химически осажденными, причем последние значительно преобладают.

Обломочные. Обломочные карбонаты широко развиты в известко-вистых песках, не испытавших длительной транспортировки, в виде обломков раковин, оолитов и фекальных пеллет. Подобные обломки могут встречаться в качестве примеси в переменном, но обычно небольшом количестве в песчаниках терригенного происхождения. Майевски [80], Хоровиц и Поттер [63] разработали руководство по определению обломков раковин в прозрачных шлифах.

В некоторых песчаниках содержатся также обломочные карбонатные зерна из областей питания, находящихся за пределами бассейна осадконакопления (фиг. 2-6). Такие зерна имеют округлую форму, стертые края и в значительных количествах встречаются в некоторых мо-лассовых песчаниках [39]. Высокогорный рельеф и аридный климат— эти два фактора благоприятствуют образованию терригенного карбоната. По-видимому, более важным из двух является высокий рельеф, обуславливающий большую величину отношения механической эрозии к химической. Но в условиях более сухого климата тот же эффект наблюдается на меньших высотах. В любом случае растворимость карбонатов плюс низкая твердость и трещинчатость — все это уменьшает возможность сохранения обломков карбонатных пород при водной транспортировке. При изучении шлифов пород, обогащенных карбонатными обломками, весьма полезно использование методов травления кислотами и (или) окрашивания.

Кальцит и доломит. Кальцит и доломит в составе песчаников играют большую роль, заполняя поры или замещая цемент на стадии пост-седиментогенеза.

Зерна обломочного и первичного доломита были обнаружены Са-бинсом [98]. Иногда цемент типа выполнения пор может возникать за счет перекристаллизации первично обломочных зерен карбонатов или осаждаться из водных растворов в первоначально пустых порах. В противоположность карбонатам многих современных осадков кальцит и доломит в цементе песчаников сравнительно чистые, без избытка Mg в кальцитах и Са в доломитах, однако число достоверных анализов не-

о пределах колебаний в среднем содержании обломков пород л Ап-палачских песчаниках.

Содержание обломков пород в песках и песчаниках определяется несколькими факторами, а именно: 1) размерностью зерен, 2) источниками материала, 3) степенью «зрелости» и 4) возрастом. Как правило, содержание обломков пород является функцией размерности зерен; чем более грубозернистый песок, тем выше содержание в нем обломков пород при прочих равных условиях [1, 100].

Как было отмечено Поттером и Прайором [91], пески, образовавшиеся за счет пород Канадского щита, содержат больше полевых шпатов, чем обломков пород; пески же, возникшие за счет сноса с Аппалачей, характеризуются обратным соотношением. Канадский щит сложен в основном породами гранитного состава, тогда как в Аппалачах, включая сюда и кристаллические породы Пидмонта, развиты осадочно-метаморфические породы. В песках, более зрелых в структурном отношении (т. е. хорошо скатанных и отсортированных), отмечается тенденция к уменьшению содержания обломков пород и полевых шпатов.

ХЕМОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

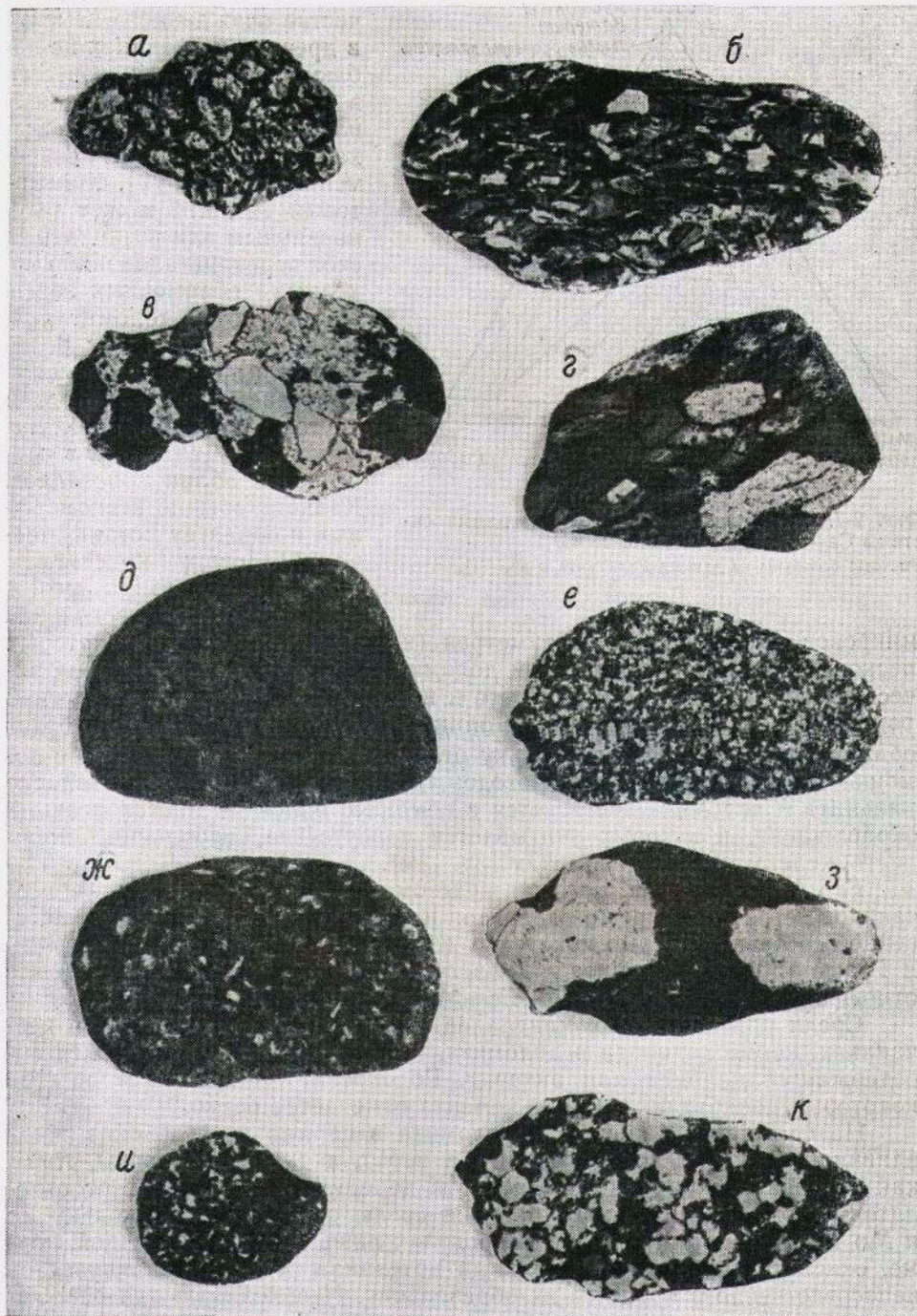
Карбонаты. Карбонатные минералы в песчаниках могут быть как обломочными, так и химически осажденными, причем последние значительно преобладают.

Обломочные. Обломочные карбонаты широко развиты в известко-вистых песках, не испытывавших длительной транспортировки, в виде обломков раковин, оолитов и фекальных пеллет. Подобные обломки могут встречаться в качестве примеси в переменном, но обычно небольшом количестве в песчаниках терригенного происхождения. Майевски [80], Хоровиц и Поттер [63] разработали руководство по определению обломков раковин в прозрачных шлифах.

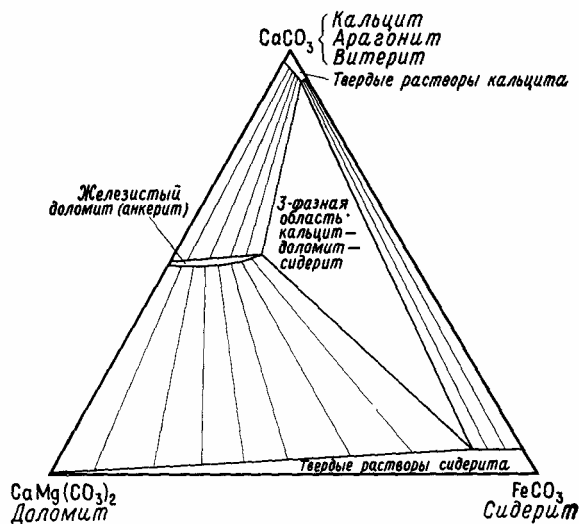
В некоторых песчаниках содержатся также обломочные карбонатные зерна из областей питания, находящиеся за пределами бассейна осадконакопления (фиг. 2-6). Такие зерна имеют округлую форму, стертые края и в значительных количествах встречаются в некоторых мо-лассовых песчаниках [39]. Высокогорный рельеф и аридный климат— эти два фактора благоприятствуют образованию терригенного карбоната. По-видимому, более важным из двух является высокий рельеф, обуславливающий большую величину отношения механической эрозии к химической. Но в условиях более сухого климата тот же эффект наблюдается на меньших высотах. В любом случае растворимость карбонатов плюс низкая твердость и трещиноватость — все это уменьшает возможность сохранения обломков карбонатных пород при водной транспортировке. При изучении шлифов пород, обогащенных карбонатными обломками, весьма полезно использование методов травления кислотами и (или) окрашивания.

Кальцит и доломит. Кальцит и доломит в составе песчаников играют большую роль, заполняя поры или замещая цемент на стадии пост-седиментогенеза.

Зерна обломочного и первичного доломита были обнаружены Са-бинсом [98]. Иногда цемент типа выполнения пор может возникать за счет перекристаллизации первично обломочных зерен карбонатов или осаждаться из водных растворов в первоначально пустых порах. В противоположность карбонатам многих современных осадков кальцит и доломит в цементе песчаников сравнительно чистые, без избытка Mg в кальцитах и Са в доломитах, однако число достоверных анализов не-



Фиг. 2-6. Обломки пород из современных песков бассейна реки Огайо, США.
 а — обломочный карбонат; б — мусковитовый сланец; в — песчаная карбонатная порода;
 г — роговообманковый сланец; д — микритовый известняк; е — микрокристаллический карбонат;
 ж — алевритистый сланец; з — песчаник с кремнистым цементом; и — кремнистый сланец; к — гру-
 бозернистый алевролит; $\times 80$. Фотографии любезно предоставлены Дж. Фрайбергом.



Фиг. 2-7. Схематическая фазовая диаграмма системы Ca—Mg—Fe—CO₂ при 25 °C
 Расчеты основаны на данных Голдсмита и др [51]

велико [52]. Арагонит в качестве осажденного цемента в древних песчаниках не наблюдался, хотя он известен в некоторых современных пляжевых карбонатных песках, а также обычных современных песках [2]. Кальци-товый цемент может быть первичным или возникнуть за счет перекристаллизации исходных обломочных зерен. По-видимому, доломит почти всегда замещает более ранние выделения кальцита. Критерием различий того и другого служат структуры замещения (гл. 10) и в особенности облик кристаллов. Кальцит обычно ксеноморф-ный и образует мозаику тесно проросших кристаллов, размер которых может варьировать от нескольких микронов до нескольких сантиметров (например, кристаллы некоторых

песков). Доломит и железистый доломит чаще всего имеют ромбоэдрическую форму (фиг. 6-5). Хотя это и не всегда так, наличие выделений ромбоэдрической формы служит одним из наиболее простых критериев обнаружения доломита, поскольку отличить кальцит от доломита с помощью обычных оптических методов трудно. Быстрее всего разделение кальцита и доломита достигается с помощью одной из многих реакций окрашивания, в которых учитывается присутствие небольших количеств железа во всех доломитах [36, 119].

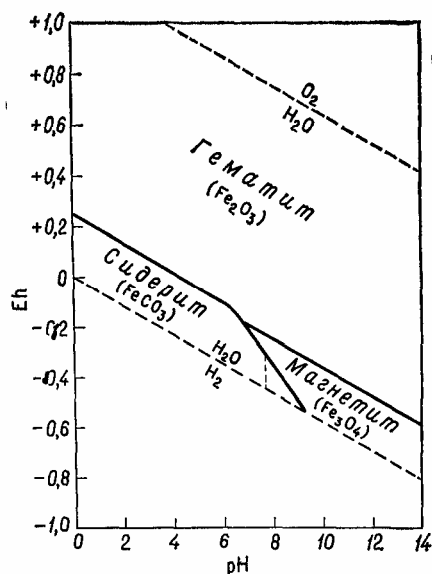
Fe—Mn-карбонаты. Богатые железом карбонаты в большинстве песчаников встречаются реже кальцитов и доломитов, но являются существенной составной частью некоторых из них. Исследованиями Голдсмита и Графа [50] и Голдсмита с коллегами [51] были выяснены фазовые отношения в системе Ca—Mg—Fe—Mn—CO₂ (фиг. 2-7).

Среди разнообразных минералов этой группы важную роль в песчаниках, кроме кальцита и доломита, играют также сидерит и железосодержащий доломит или анкерит. Родохрозит обнаружен в составе некоторых конкреций, а в виде цемента отмечается редко.

На осаждение кальцита и доломита в первую очередь оказывают влияние изменения концентрации Ca и Mg, а также pH среды, тогда как образование карбонатов Fe и Mn дополнительно зависит от окислительно-восстановительного баланса среды осаждения. Поскольку Fe и Mn могут присутствовать в карбонатах лишь в восстановленной форме, окислительно-восстановительный потенциал среды устанавливается непосредственно в процессе их образования. Необходимые для осаждения сидерита окислительно-восстановительный потенциал и давление двуокиси углерода рассматривались Гаррелсом и Крайстом [41]. Для любого заданного количества растворенного карбоната эти соотношения могут быть показаны на диаграмме Eh—pH (фиг. 2-8). Наиболее вероятным агентом процесса редукции, вызывающим восстановление железа, является органическое вещество. Поэтому мы можем связывать причину образования сидерита и карбонатов других восстановленных

Фиг. 2-8. Поле устойчивости сидерита по отношению к гематиту и магнетиту в воде при 25 °С, общем давлении 1 атм и суммарной концентрации растворенного карбоната 10^{-2} моль/л.

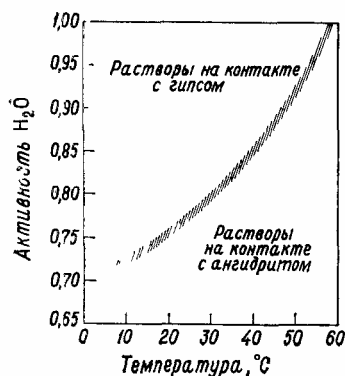
Пунктирная линия соответствует активности Fe^{2+} в растворе, равной 10^{-6} (по Гаррелсу и Крайсту [41], с изменениями).



металлов с обстановкой, характеризующейся высоким содержанием органического вещества в растворенной или твердой форме; такая обстановка характерна для застойных бассейнов или участков, подвергающихся действию приливов и отливов, а также эстуариев, для которых характерна высокая продуктивность органического вещества. Работа, недавно выполненная Халламом [57, 58], позволяет считать, что сидери-товые конкреции в юрских отложениях Англии приурочены к береговой линии, и это косвенным образом дает основание предполагать присутствие органического вещества, создававшего восстановительную обстановку. Как можно видеть на фазовой диаграмме карбонатов (фиг. 2-7), при низких температурах возможно существование равновесной ассоциации кальцита, доломита, обогащенного железом, и сидерита. Эти три минерала в составе цемента были обнаружены в некоторых каменноугольных песчаниках центральных районов США, в которых, по-видимому, существовали условия равновесия, близкие к рассмотренным выше. Если будут обнаружены другие подобные ассоциации, мы сможем получить в руки ключи к лучшему пониманию состава подземных вод, из которых происходило осаждение цемента.

Обогащенные железом карбонаты магния часто встречаются в песчаниках в виде конкреционных стяжений; хорошо известны также кальцитовые и доломитовые конкреции. Такие конкреции детально не исследовались, но, возможно, они сопряжены с некоторыми поверхностями напластования, что может быть следствием либо особой проницаемости определенных плоскостей напластования, либо особого состава вод, выраженного в определенном стратиграфическом горизонте. Конкреции, очевидно, представляют собой обособления сплошного карбонатного цемента с включениями песчинок, что указывает на их пост-седиментационное происхождение. Приуроченность конкреций к поверхностям напластования может также быть связана с диагенетическим перераспределением первично-обломочного карбоната.

Сульфаты. Гипс, ангидрит и барит представляют собой три наиболее распространенных сульфата, встречающихся в виде цемента в песчаниках. Хотя известны дюны современных гипсовых песков, среди древних пород не описаны обогащенные гипсом разности, которые можно было бы рассматривать как литифицированные дюнные гипсовые



Фиг. 2-9. Активность H_2O в зависимости от температуры в рассолах на контакте с гипсом и ангидритом (экспериментальные данные и природные объекты (по Харди [56], с изменениями).

Активность H_2O является термодинамической величиной, связанной с соленостью; активность чистой воды равна 1.

пески. Сульфаты этих цементов в конечном счете ведут свое происхождение от сульфатов морской воды или подземных рассолов, однако в отличие от слоистых отложений гипса и ангидрита этот цементирующий материал нельзя рассматривать в качестве индикатора эвапоритовых образований. Однако на основании недавно выполненной работы по осадкам прибрежного мелководья Персидского залива [69] можно допустить, что во многих случаях этот цемент может быть действительно связан с эвапоритовым способом образования. Результаты этой работы как будто доказывают, что просачивание уже подвергшихся испарению морских вод приливно-отливной зоны может быть причиной образования значительного количества гипса-ангидрита в породах более древних подстилающих осадков. Миграция этих вод может быть следствием градиента плотности, возникающего за счет испарения рассолов с поверхности.

Известно много работ, посвященных сопоставлению условий существования гипса и ангидрита в зависимости от давления, температуры и солености, в частности исследования Харди [56]. Гипс, содержащий две молекулы воды, может превращаться в ангидрит при увеличении температуры, давления или солености (фиг. 2-9). Все эти эффекты предсказуемы по соотношению объема и плотности этих двух минералов. Сейчас установлено, что минимальная глубина захоронения пород, при которой достигаются необходимые для превращения гипса в ангидрит температуры и давления, в зависимости от солености рассолов составляет 645—970 м.

Барит присутствует в песчаниках как в виде конкреций, так и в виде цемента. Образование барита и современных осадках, по данным Аррениуса и Бонатти [4], связано, вероятно, с подводным морским вулканизмом. Эти данные были получены на основании изучения баритовых образований в современных глубоководных осадках океана. Локализация барита находится в связи с морскими вулканическими провинциями. Имеются также данные [54], что многие экономически выгодные месторождения барита, присутствующего как в виде цемента песчаников, так и в виде конкреций, образуются в результате осаждения барита из рассолов, восходящих из расположенных на глубине баритосодержащих пород фундамента. Из-за очень низкой растворимости сульфата бария образование барита объясняется в первую очередь наличием этого элемента, а не сульфат-иона, поскольку последний всегда присутствует в морской воде или в типичных подземных рассолах.

Сульфиды. Пирит является основным сульфидом, присутствующим в песчаниках. В меньших количествах в них установлен также марказит, а в некоторых промышленных месторождениях отмечается также присутствие других сульфидов. Сульфиды, по-видимому, почти всегда

имеют диагенетическое происхождение, хотя некоторые докембрийские месторождения, такие, как кварциты Миссиссаги в районе Блайнд-Ри-вер в Онтарио и урановые месторождения Витватерсранда в Южной Африке, содержат значительные количества округлых пиритовых зерен, вероятно, обломочного происхождения. Эти округлые обломочные зерна пирита докембрийских отложений используют как доказательство того, что 2 млрд. лет назад в атмосфере отсутствовал кислород [97].

Пирит генетически связан с распространенной, в той или иной мере аморфной, формой FeS — «гидротроилитом», или, как его теперь называют, маккинавитом, который присутствует в современных осадках, формирующихся в восстановительных условиях. Первым образуется FeS за счет бактериальной редукции сульфатов морской воды, но в процессе раннего диагенеза он превращается в FeS₂, т. е. пирит [8]. Таким образом, пирит в песчаниках, если он не является обломочным по происхождению, предположительно служит индикатором по крайней мере локально существующей восстановительной обстановки. Восстановительные условия среды часто связываются с заиленными бескислородными бассейнами, но в случае песчаников восстановительная обстановка обусловлена, вероятнее всего, присутствием значительных количеств органического вещества в низинных, подвергающихся воздействию приливов и отливов, участках побережий. По данным исследований современных и древних осадков, имеются основания предполагать возможность непосредственного осаждения пирита бактериями, хотя подобные примеры в песчаниках не наблюдались.

Поскольку диагенетические выделения пирита могут иметь округлую форму, не всегда просто отличить пирит такого типа от обломочного скатанного пирита. Предполагается, что в богатой кислородом среде выветривания, которая существует на поверхности Земли в настоящее время, окисление сульфидов осуществляется настолько быстро, что пирит, несмотря на свою отчетливо выраженную устойчивость к абразии, будет разрушаться в значительных количествах. Поэтому в большинстве современных песков пирит принадлежит к числу обычного, но мало распространенного минерала тяжелых фракций. Но пирит может проследиваться на многие километры вниз по течению от мест сброса в реки пиритсодержащих отвалов горно-обоганительных предприятий. Причины сохранности пирита в виде обломочного минерала требуют дальнейшего более тщательного изучения.

Прочие минералы. Из числа других минералов химического генезиса наиболее важными являются фосфаты (коллофан, или карбонат-апатит), силикаты железа (шамозит, гриналит и глауконит), цеолиты, окислы железа и титана.

Осаждение фосфатов в большинстве песчаников, по-видимому, обусловлено влиянием биогенного фактора, т. е. процессами переработки костных остатков и раковинного материала. Фосфаты встречаются также в виде поверхностных или почвенных стяжений и конкреций. Минералогия этих фосфатов сложна; большинство из них представлено смесью гидроксил-фтор-карбонат-апатита. Фосфаты в обломках костей и раковин, равно как и в цементе, по-видимому, слабо раскры-сталлизованы и обладают весьма плохо выраженными оптическими свойствами. Как в современных, так и в древних осадках распространенность фосфатов непосредственно связана с первичной продукцией органического вещества и в особенности с подъемом питательных веществ в пределах сравнительно мелководных морских шельфов.

Силикаты железа можно рассматривать как обогащенные железом разновидности глинистых минералов. Глауконит, по-видимому, является

наиболее обычным из таких минералов. Он относится к слюдам и по структуре близок к иллиту, но характеризуется более высоким содержанием ионов как закисного, так и окисного железа. Условия формирования глауконита изучались Такахаси [111], Клаудом [21] и Беретом [18]. Глаукониты, по-видимому, характерны для умеренно восстановительной обстановки, возможно возникающей местами в присутствии больших скоплений органического вещества в прибрежных и сравнительно мелководных условиях. По всей вероятности, условия, благоприятные для образования глауконита, равно как и других силикатов железа, присутствующих в осадках, варьируют в широких пределах; все они связаны с обстановкой, допускающей вхождение закисного железа в структуру глинистых минералов. Почти всегда глауконит, по-видимому, связан с морской средой, хотя установлено несколько случаев нахождения глауконита в неморской обстановке.

Минералы шамозитовой группы представляют собой разновидность хлоритов и, в общем, требуют для своего образования примерно тех же условий, что и глауконит. Примером шамозитсодержащих пластов среди песчаных отложений является юрская формация Нортгемптон в Англии [ИЗ]. Не ясно, являются ли гриналит и стильпноделан первичными осадочными минералами или же они имеют диагенетическое происхождение; возможно, что это метаморфические эквиваленты обогащенных железом глинистых минералов. Вероятнее всего, образование обогащенных железом глин и силикатов железа в процессах осадконакопления осуществляется за счет диагенетических преобразований оболочек или скоплений гидроокислов железа, выносимых реками в эстуарии и в прибрежные зоны. Гидроокислы железа, находящиеся в смеси с обломочными глинистыми минералами типа хлоритов и иллита, могут самопроизвольно перераспределяться и, если количество органического вещества достаточно для создания слабо восстановительной обстановки, внедряются в структуру глинистых минералов с образованием силикатов железа. Песчаники, которые содержат эти минералы, часто ассоциируются с железистыми сланцами или карбонатами, используемыми в качестве железных руд,

Примерно такая же общая схема образования предполагается для гематитовых и лимонитовых оболочек окислов железа в красноцветных песчаниках. Железо в этих образованиях присутствует либо в виде гематита, либо в виде смеси гётита и лепидокрокита, которую при визуальном определении называют лимонитом. Сомнительно, чтобы значительное количество этого железа приносилось в виде обломочных гематитовых или лимонитовых зерен. Большая его часть, по-видимому, транспортировалась в виде тонко диспергированного геля гидроокислов в суспензии или в адсорбированной форме на поверхности глинистых минералов и песчинок. После осаждения гидроокислы железа самопроизвольно обезвоживаются с образованием лимонита, а в случае полного обезвоживания образуется гематит. Недавно Уокером [118] было высказано предположение, что многие красноцветные песчаники пустынного происхождения характеризуются присутствием гематита, осажденного грунтовыми водами, в которые железо поступает за счет выветривания первичных железистых силикатов, таких, как роговые обманки. Многие современные исследования по остаточному магнетизму песчаников как будто подтверждают широко распространенную точку зрения, что гематит-лимонитовая минерализация представляет собой пог-седиментационное образование.

Титановые и железо-титановые окислы ограниченно развиты в песчаниках и встречаются в небольших количествах среди минералов тяжелой фракции. Эти окислы устойчивы к химическому и механическому

разрушению, в связи с чем имеют тенденцию сохраняться длительное время в течение осадочного цикла.

Изучению цеолитовых минералов в песчаниках в последние годы уделяется все больше внимания. Как теперь установлено, эти минералы, относимые ранее в разряд не представляющих никакого интереса и в связи с этим редко диагностировавшиеся, являются широко распространенными и содержатся в значительных количествах в песчаниках эвгеосинклинальных зон. В них обнаружен анальцит, который ассоциирует и с песчаниками другого типа, такими, как песчаники триасовой формации Локатонг из серии Ньюарк в Аппалачах [117]. Предполагается, что породы формации Локатонг отложены в озерной обстановке в результате нескольких циклов обломочного и химического осадко-накопления, определявшихся климатическими условиями. Цеолитовые минералы, чаще всего встречающиеся в песчаниках, представлены анальцитом, ломонитом, гейландитом, клиноптилолитом и морденитом. Полный обзор минералогии и особенностей диагенетического образования минералов цеолитовой группы опубликован Хеем [59].

Цеолитовые минералы тесно ассоциируют с вулканическими стеклами. В настоящее время установлено, что цеолиты образуются как ранний продукт разложения вулканических стекол в процессах выветривания или осадконакопления. Некоторые цеолиты образуются в условиях крайне высокого рН среды, богатой кремнеземом, как это имеет место в щелочных озерах на западе США. Определенная последовательность цеолитов и других силикатных минералов, которые были обнаружены с увеличением глубины в эвгеосинклинальных отложениях, описана Кумсом и др. [22], Пакемом и Круком [86] и рассматривалась Тернером и Ферхугеном [116] как Цеолитовые фации, типичные фации метаморфизма. Возможно, цеолиты будут приобретать все большее значение при изучении песков, обогащенных вулканогенным материалом.

Органическое вещество. Органическое вещество в песчаниках отражает биохимическую обстановку осадконакопления. В процессе диагенеза оно претерпевает весьма значительные изменения. Продукты преобразования органического вещества в песчаниках представлены многими разновидностями: от нефти и газа до твердых частиц высокоуглеродистого материала. Ни одно из этих органических веществ не поддается простой диагностике, как минералы; они определяются и классифицируются в соответствии с их химическим составом. Эти вещества, как и минералы, могут быть частично идентифицированы по физическим свойствам. Что же касается трудоемких методов аналитической химии, то для быстрой диагностики они непригодны. Многие современные исследования в области органической химии посвящены определению состава и количественному распределению компонентов органического вещества в современных и древних осадках [14, 23, 27, 79, 31].

Мы можем легко отличить выделения черного непрозрачного вещества от полупрозрачного и прозрачного коричневатого и желтоватого материала, присутствующего в песчаниках. Усиление густоты окраски связано с повышением содержания углерода. Во многих петрографических описаниях все эти материалы объединяются под названием «органическое вещество», если они вообще упоминаются. Мы можем рассматривать обломки древесины и остатки листьев как исходный материал для углистых включений, однако эти ископаемые остатки не могут быть использованы для расшифровки происхождения керогена, нефти и газа.

Органические соединения в песчаниках образуются за счет разложения растительных и животных тканей в обстановке осадконакопления; позднее продукты разложения могут оказаться растворенными,

перенесенными в другое место и вновь осажденными в ходе диагенетических преобразований. Конечный химический продукт всех этих процессов, по-видимому, теснее связан со сложными процессами диагенеза, чем с конкретными особенностями специфической обстановки осадконакопления. Присутствие органического вещества является, очевидно, результатом либо высокой скорости его накопления, превышающей скорость распада за счет окисления, либо присутствием некоторых биологических материалов, особо стойких к процессам окисления, таких, как кутины растений, споры и т. п. Минерализованная обуглившаяся древесина, фузен, также принадлежит к числу часто встречающихся компонентов песчаников и, по-видимому, имеет то же происхождение, что и в угленосных отложениях, т. е. образуется, вероятнее всего, при лесных пожарах.

Песчаники в отличие от сланцев и известняков в общем характеризуются крайне низким содержанием органического вещества, меньше 0,1%. Исключением являются некоторые граувакки, в которых содержание органического вещества может достигать нескольких процентов. Большая часть флюидных органических веществ, таких, как нефть и газ, привнесена в песчаники после их отложения в результате миграции из материнских пород, в которых происходило накопление первичного органического вещества. Органическое вещество, присущее самим песчаникам, носит преимущественно обломочный характер. Даже песчаники приливно-отливных равнин, где продуктивность органического вещества очень высокая, характеризуются сравнительно небольшим содержанием остаточной органики, сохранившейся после раннедиагенетических биологических процессов, в ходе которых микро- и макроорганизмы окисляют исходные компоненты органического вещества. Современные пески: аллювиальные, дельтовые, прибрежно-морские или же глубоководные турбидитные — имеют тенденцию отлагаться в хорошо аэрируемой среде; течения, которые приносят песок, также характеризуются способностью к перемешиванию и насыщению вод кислородом. Присутствие кислорода и высокая проницаемость песков способствуют окислению большей части содержащегося в них органического вещества.

СООТНОШЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И СТРУКТУРЫ

Минералогия и размер частиц. Поскольку обломки минералов и пород в процессе истирания распадаются на более мелкие части, размеры которых определяются кливажем, трещиноватостью, хрупкостью и твердостью, можно ожидать, что распределение зерен по размерам в песчаниках в значительной степени зависит от их минерального состава. Существует большое количество работ, рассматривающих влияние истирания на минеральный состав [87], по которому можно заранее судить о степени измельчения исходных минералов; однако имеется очень ограниченное количество данных о характере распределения различных минералов по размерным фракциям, которое отражало бы их устойчивость к истиранию.

Одно из исследований подобного рода — это работа Фюхтбауэра [39], где он сравнил кварц, обломки пород и полевые шпаты и показал, что кварц имеет большие модальные и медианные размеры, чем другие минералы (гл. 5, фиг. 5-1, 5-2). Давно известно, что тонкозернистые и алевритистые пески содержат больше глинистых частиц, чем крупнозернистые. Однако пока еще нет возможности сделать общие выводы из данных Фюхтбауэра, который считает, что крупнозернистые пески необходимо рассматривать как иной тип песков по сравнению с более

тонкозернистыми разностями из одного и того же стратиграфического горизонта, поскольку распределение минералов по размерным фракциям в тех и других песках различно.

Размерность тяжелых минералов детально исследовал ван Андел [3], который показал, что различия в распределении минералов по размерным фракциям определяются гидравлическим отношением и, следовательно, их плотностью. По-видимому, для тяжелых минералов распределение в гранулометрическом спектре зависит от двух величин:

от гидравлического отношения и от различной их устойчивости к истиранию. Во всяком случае анализы трудно поддаются интерпретации на основании только одного из этих факторов. Еще одним усложняющим фактором при расшифровке особенностей распределения тяжелых минералов по фракциям является первоначальное их распределение в исходных породах, которое может очень сильно различаться для разных минералов, например, для мелкого акцессорного циркона гранитов и крупных кристаллов турмалина из пегматитов. Сталкиваясь с возможностью значительных различий минерального состава размерных фракций, петрографы для определения этих различий должны опробовать пласты как грубозернистых, так и мелкозернистых песчаников.

Минералогия и устойчивость к истиранию. Вероятность того, что в результате избирательного истирания минеральный состав исходных пород может претерпеть коренные изменения за счет потери более мелких и более мягких минералов, предполагалась многими исследователями, допускавшими возможность образования кварцевых аренигов за счет истирания зерен литоидных аренигов, обогащенных полевыми;

шпатами и обломками пород. Как ни заманчиво такое объяснение, пока еще известны очень немногие примеры того, что содержание полевых шпатов в пляжевых, дюнных или прибрежно-морских песках заметно уменьшается вследствие селективной абразии. Работ, посвященных детальному изучению разрушения обломков пород за счет истирания, немного, но качественные наблюдения позволяют предполагать, что более мягкие обломки сланцев исчезают довольно быстро при любых условиях транспортировки песков. Что же касается более прочных метаморфических и изверженных пород, то их обломки выносят более длительную транспортировку.

Исчезновение некоторых мягких минералов, которые относятся к числу мало распространенных компонентов исходных пород, частично объясняет почти повсеместное отсутствие в песках таких минералов, как тальк, гипс и большинство карбонатов, хотя нет никаких сомнений в том, что в исчезновении карбонатов и сульфатов важную роль играют растворы. Особенно усложняет проблему совмещение химических изменений с механической деградацией, поэтому, когда минералы, такие, как тальк, достигают крайней степени измельчения, они приобретают склонность к сорбции катионов и преобразованию в глинистые минералы. Если бы механическая деградация являлась единственным важным процессом, то мы повсюду наблюдали бы одни и те же I минералы, но более мягкие были бы распространены преимущественно в тонкоалевритовой и глинистой фракциях. В силу этих же причин I полевые шпаты, которые, предположительно, истираются в кварцевых песках, должны появляться в качестве важной составной части в сопутствующих сланцах, но этого не происходит. Хотя этот вопрос давно уже поставлен, тем не менее слишком мало оснований для пересмотра выводов Петтиджона [87] о том, что истирание хотя и имеет место, но его влияние может быть затушено другими, более важными, процессами. Поэтому нет необходимости считать этот фактор основной причиной изменений состава песчаников и близких к ним пород.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Вполне очевидно, что по химическому составу песчаников может быть установлен их минеральный состав и, наоборот, по минеральному составу рассчитан химический. Если все минералы в данном образце могут быть диагностированы, точно подсчитано их количество и известен химический состав каждого минерала, то рассчитать валовой химический состав породы не представляет труда. Однако эти условия практически почти никогда не реализуются и расчеты едва ли могут быть выполнены из-за широких колебаний химического состава слагающих породу минералов, особенно глинистых. Подобные колебания не поддаются определению ни оптическими методами, ни методами рентгеновской дифракции. Сложность задачи возросла бы еще более, если бы мы попытались рассчитать подобным образом количество второстепенных или малых элементов. Для того чтобы избежать этих трудностей и в то же время изучить распределение элементов, которые никаким другим способом не могут быть обнаружены, прибегают к определению валового химического состава породы. Валовой химический состав метаморфических и изверженных пород обычно поддается расшифровке гораздо проще, чем состав песчаников, поскольку для обоих типов кристаллических пород обычно предполагается, что слагающие их минеральные ассоциации являются равновесными, а также потому, что их образование не сопровождается сложными процессами механического перемешивания и сегрегации, как это имеет место в песчаниках. При валовом химическом анализе, например, не делается различий между обломочными компонентами и цементом, несмотря на то, что это различие относится к числу важнейших. Подобный «суммарный» подход является серьезным недостатком метода. Тем не менее знание химического состава используется, например, для установления исходного вещества при изучении метаморфических производных песчаников.

Как правило, результаты химического анализа выражаются в окислах с точностью до 3—4-й значащей цифры, т. е. до 0,01%. Сомнительно, что этот уровень точности был основой для большого числа геологических работ по песчаникам, и, хотя анализ конкретного образца может соответствовать этой точности, нет никакой уверенности в том, что случайный образец будет представительным для однородной совокупности пород, наблюдаемых в поле. Кроме сомнений в точности последних значащих цифр анализа, обусловленных случайностью отбора анализируемых образцов, следует отметить также и то, что вряд ли различия в сотые доли процента могут играть сколько-нибудь значительную роль применительно к песчаникам, которые характеризуются большой изменчивостью состава, что в свою очередь связано с разнообразием условий их происхождения [88].

Некоторые аналитики предпринимали попытки химически разделить тонкозернистые осадки для лучшей интерпретации результатов валового химического анализа [62, 47]. Применялся метод последовательной обработки осадков все более сильными кислотами с целью извлечения растворимых минералов. Благодаря этому в осадках удалось выделить фракции, растворимые в воде, в слабых и в сильных кислотах. На основании этих упрощенных данных делался вывод об обломочном происхождении наименее растворимой фракции и аутигенном наиболее растворимой. Однако тот факт, что крайне трудно растворимые минералы типа циркона и турмалина иногда определяются как аутигенные, а растворимые минералы типа доломита могут встречаться в виде обломочных зерен, ставит под сомнение ценность этого мето-

да. Метод химического разделения на фракции применительно к песчанникам разработан недостаточно; изучение некоторых карбонатных глубоководных песков, в ходе которого карбонатное вещество удалялось

•слабой кислотой для концентрирования обломочной силикатной фракции, является единственным исключением [104].

Химический состав как функция состава слагающих минералов.
Щелочные элементы (I группа). Наиболее распространенными элементами этой группы в песчанниках, как и в большинстве других пород земной коры, являются Na и K, хотя содержание их в песчанниках не превышает нескольких процентов. В песчанниках, не содержащих глинистых минералов, подавляющее количество Na и K заключено в щелочных полевых шпатах и мусковите, т. е. в немногих содержащих щелочи минералах изверженных или метаморфических пород, сохранившихся в той или иной степени в виде обломочных зерен. Na и K в глинистых песча-яйках содержатся в основном в глинистых минералах — иллите и монт-мориллоните. Калия обычно больше, чем натрия, как в глинистых, так и в неглинистых песчанниках, что является следствием преобладания слюд над полевыми шпатами в большинстве неглинистых песчанников и иллита над монтмориллонитом в глинистых. Породами, относительно

•обогащенными Na, являются прежде всего граувакки, в которых основным носителем натрия можно считать натровый полевой шпат. Однако нет полной уверенности в том, что это обусловлено доминирующей ролью обломочного альбита по сравнению с калиевым полевым шпатом или кальциевым плагиоклазом; кажется более вероятной альбитизация полевых шпатов, обычная и при диагенезе и при метаморфизме низких ступеней. Возможно, что источником натрия некоторых граувакк является обогащение их вулканическим материалом. Относительно распределения Cs и Rb в песчанниках данных очень мало; вероятно, они изначально содержатся в глинах, причем некоторое их фракционирование определяется ионными радиусами и потенциалами [49]. Li, Na и K содержатся в цеолитах в качестве главных компонентов или в виде примесей.

Щелочноземельные элементы. (II группа). Основными носителями элементов этой группы являются карбонаты и глинистые минералы. Единственным некарбонатным минералом, в котором кальций присутствует в значительных количествах, является анортит (кальциевый плагиоклаз). Из всех щелочноземельных элементов только два — Ca и Mg — важны в количественном отношении. О распространении Sr и Ba в песчанниках известно очень мало и практически почти ничего о содержании в них бериллия.

Кальций является характерным компонентом карбонатов кальцита или доломита и более редких арагонита, гипса и ангидрита. Небольшой вклад в общее количество кальция в породах вносят монтмориллонито-вые глины. В песчанниках с анортитовым плагиоклазом содержание кальция определяется этим минералом. Магний распределяется между доломитом, хлоритом и монтмориллонитовыми глинами. Кальций в большинстве песчанников преобладает над магнием, что отражает обычно большую распространенность кальцита по сравнению с доломитом. В граувакках эти два элемента содержатся примерно в равных количествах из-за присутствия значительных количеств хлоритовых минералов в матриксе большинства пород этого типа.

Барий и стронций в случае их присутствия в заметных количествах
•содержатся в форме сульфатов в твердом растворе баритоцелестинов. В смешанных карбонат-силикатных песках, особенно в самых молодых, Ba и Sr входят в состав карбонатных минералов, замещая Ca или Mg.

Элементы II группы фиксировались в песчаниках как химические осадки в виде первичных карбонатов, а многие в виде вторичных, диа-генетических карбонатов. Исключением является Mg в хлоритовых глинах, где его происхождение может быть таким же, как в цементе (матриксе) граувакк (гл. 10). Благодаря сравнительно высокой растворимости карбонатов и сульфатов и относительной легкости выщелачивания Mg из хлоритовых глин, можно рассматривать кислоторастворимые компоненты как индикаторы диагенетических образований, но лишь в очень грубом приближении.

Алюминий (III группа). Al является единственным распространенным в песчаниках элементом этой группы. Он присутствует почти исключительно в составе алюмосиликатов, хотя некоторые песчаники могут содержать в заметных количествах гиббсит и бёмит, а небольшие количества алюминия могут быть связаны со слюдами и тяжелыми минералами типа шпинели, пироксена, эпидота. Следовательно, общая распространенность алюминия обусловлена содержанием полевых шпатов, слюд и глин независимо от того, присутствуют ли глины в виде обломков глинистых пород, или заполняют промежутки, или находятся в виде обломочного или диагенетического матрикса. Колебания в содержании алюминия в различных глинистых минералах, по-видимому, менее существенны для валового его содержания в породе, чем общее количество самой глины. Эта особенность иллюстрируется тем, что высокоалюминиевые глины обычно ассоциируются с кварцевыми арениитами, однако кварцевые арениты, как группа пород, бедны алюминием из-за низкого содержания в них глины. Другой крайней разновидностью песчаников являются граувакки. Они богаты алюминием, хотя и не содержат высокоглиноземистых глин. Причина в значительном общем содержании глин и полевых шпатов.

Бор присутствует в глинистой фракции песчаников в виде следов, но данных о его распределении сравнительно немного. Распределение бора исследовалось главным образом в глинистых сланцах и илах, и им посвящена обширная литература, в которой рассмотрены вопросы возможного значения бора в этих породах. Некоторые исследователи пытаются связать концентрацию бора непосредственно с соленостью бассейнов [28], с составом глинистых минералов [75], а другие коррелируют количество бора с содержанием глинистых частиц размером менее 2 мкм [101]. Усложняющим моментом в интерпретации поведения бора в глинистой фракции песчаников является хорошая проницаемость последних, которая способствует постседиментационным диагенетическим преобразованиям глинистых минералов [46].

Кремнезем. О содержании кремнезема можно достаточно точно судить по отношению силикатных минералов к несиликатным. Ясно, что те песчаники, в которых в большем количестве присутствуют карбонаты, сульфаты или окислы, чаще всего образующие цемент, будут характеризоваться низкими содержаниями кремнезема. Другой важной характеристикой является отношение содержания кварца в сумме с обломками кремней к содержанию остальных силикатов и алюмосиликатов. Таким образом, содержание кремнезема в песчаниках в первом приближении может рассматриваться как показатель зрелости их минерального состава. Но ввиду того, что общее количество кремнезема в песках в какой-то степени зависит от содержания полевых шпатов и глинистых минералов (причем полевые шпаты по сравнению с большинством глин содержат больше кремнезема), прямой корреляции количества кремнезема со зрелостью пород не наблюдается.

Другие элементы. В песчаниках в составе многих минералов присутствует закисное и окисное железо. Закисное железо Fe²⁺ содержится

в глинах, главным образом в хлоритах и в меньших количествах а монтмориллонитах и иллитах; в карбонатах, таких, как сидерит и железистый доломит (анкерит); в сульфидах, преимущественно в пирите, и в виде небольшой примеси в полевых шпатах и в других силикатах. Окисное железо Fe^{2+} присутствует обычно в составе водных и безводных окислов, гематите, гётите и лепидокроките, а также в глауконитах. Обломки вулканических пород могут быть обогащены Fe^{2+} ; в том случае, если обломки вулканических пород и стекол являются преобладающим компонентом вулканогенных песков, такие пески характеризуются высоким содержанием Fe^{2+} . Хотя окислы железа и могут окрашивать песчаники в ярко-красный цвет, они обычно рассеяны в виде тонкодисперсного пигмента и не играют существенной роли в общем балансе содержания железа.

Титан в песчаниках содержится в небольших количествах, являясь в основном компонентом глинистых фракций, хотя часть его содержится в тяжелых минералах, таких, как рутил, ильменит, брукит и анатаз. Эти минералы могут быть и аутигенного происхождения, но сомнительно, чтобы порода в целом могла быть обогащена Ti таким способом. Сера присутствует в породах в составе сульфатов, главным образом гипса и ангидрита, а также сульфидов — пирита и марказита. Следовательно, за исключением небольшого количества песков, в которых гипс или пирит могут иметь обломочное происхождение, сера в песчаниках принадлежит к числу химически осажденных элементов, а в пределах этой группы входит в состав продуктов диагенетического происхождения. Фосфор содержится в песчаниках в виде обломочного апатита и биогенно осажденного карбонат-apatита (коллофана), а также в виде примеси во многих других минералах.

Изотопный состав. Несмотря на то что изотопному составу осадочных пород и минералов посвящено много работ, применительно к песчаникам такие исследования практически не проводились. При изучении отношений $^{13}C/^{12}C$ и $^{18}O/^{16}O$ в карбонатных минералах цемент песчаников обычно не изучался. То же самое относится к определению отношения $^{34}S/^{32}S$ и к другим изотопным исследованиям. Любые предположения, которые мы можем попытаться сделать, будут основаны лишь на данных, полученных на примерах других типов пород. В этой связи мы можем предположить, что изучение стабильных изотопов кислорода, углерода и серы в цементе или в других хемогенных компонентах песчаников будет иметь важное петрологическое значение для определения соотношения температура—соленость, которое может быть связано с глубиной захоронения осадков, для выяснения соотношения процессов замещения и выполнения пустот при образовании карбонатного цемента для определения роли биогенного и abiогенного факторов, первичного или диагенетического способа образования и, по-видимому, для многих других целей. Савин и Эпштейн [99] исследовали отношение изотопов кислорода в семи образцах современных песков и в пяти образцах докембрийских песчаников и пришли к выводу, что с помощью отношения $^{18}O/^{16}O$ можно отличить высокотемпературные кварц и полевой шпат обломочного генезиса от низкотемпературных аутигенных кварца и полевого шпата. Они также предложили способ расчета температуры образования аутигенного полевого шпата.

Химический состав различных типов песчаников. Пределы колебаний химического состава наиболее распространенных типов песчаников и состав среднего песчаника были недавно суммированы в книге Пет-тиджона [88], откуда и заимствована табл. 2-5. Кварцевые арены состоят почти полностью из чистого SiO_2 ; содержание Al_2O_3 обусловлено присутствием глинистых частиц, а CaO — кальцитового цемента. Ли-

Таблица 2-5-

**Средние химические составы основных классов
песчаников и состав среднего песчаника (по Петтиджону
[88]).**

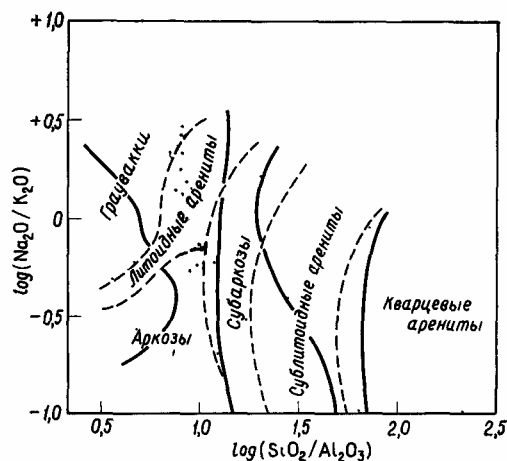
	Кварцевые арениты	Литоидные арениты	Граувакки	Лркозы	Сре дний ИК		
					Л	Б	В
SiO ₂	95,4	66,1	66,7	77,1	78,66	84,86	77,6
Al ₂ O ₃	1,1	8,1	13,5	8,7	4,78	5,96	2,1
Fe ²⁺ O ₃	0,4	3,8	1,6	1,5	1,08	1,39	1,7
FeO	0,2	1,4	3,5	0,7	0,30	0,84	1,5
MgO	0,1	2,4	2,1	0,5	1,17	0,52	1,2
CaO	1,6	6,2	2,5	2,7	5,52	1,05	3,1
Na ⁺ O	0,1	0,9	2,9	1,5	0,45	0,76	1,2
K ₂ O	0,2	1,3	2,0	2,8	1,32	1,16	1,3
HrO ⁺	0,3	3,6	2,4	0,9	1,33	1,47	1,7
HrCl		0,7	0,6		0,31	0,27	0,4
TiO ₂	0,2	0,3	0,6	0,3	0,25	0,41	0,4
PaOs		0,1	0,2	0,1	0,08	0,06	0,1
MnO		0,1	0,1	0,2	Сл.	Сл.	0,1
Сиг	1,1	5,0	1,2	3,0	5,04	1,01	2,5
50з			0,3		0,07	0,09	
Cl					Сл.	Сл.	Сл.
F							Сл.
S			0,1				Сл.
BaO					0,05	0,01	Сл.
SrO					Сл.	Не обн.	Сл
C			0,1				Сл
Сумма	100,7	100,0	100,4	100,0	100,41	99,86	100,0

A — химический анализ средней пробы из 235 образцов песчаников *B* — химический анализ средней пробы из 371 образца строительных песчаников *В* — расчетный состав: 26 частей средней граувакки, 25 частей среднего литоидного аренита, 15 частей среднего аркозового песчаника, 34 части среднего кварцевого аренита

тоидные арениты характеризуются заметно более высоким содержанием Al₂O₃ и других главных компонентов, что связано с присутствием обломков глинистых пород. Граувакки содержат меньше SiO₂ и больше Al₂O₃, чем большинство других песчаников, и характеризуются преобладанием Na₂O над K⁺O и MgO над CaO. Аркозовые песчаники имеют высокое содержание Al⁺O₃, K⁺O и Na₂O, обусловленное обилием полевых шпатов в их составе.

Химическая классификация песчаников. По-видимому, самый простой способ разделения песчаников по химическому составу — это тот, при котором учитываются общее геохимическое поведение элементов в соответствии с их местом в периодической таблице, а также их кристаллохимические свойства, как показано в табл. 2-б. Предложенная классификация не предназначена и даже не может быть использована для номенклатурных целей, она просто фиксирует определенные соотношения между химическим составом, минералогическими особенностями и типами пород.

Фиг. 2-10. Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ к $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в песчаниках. В поле, покрытом точками, располагается большинство анализов. Границы полей (сплошные линии) проведены в соответствии с величинами $\log \frac{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$. Анализы заимствованы в основном у Петтиджона [88]



В классификации выделяются группы зрелых и незрелых пород в том же понимании, что и в обеих классификациях — минералогической и структурной (гл. 3 и 5). Такое разделение основано на использовании отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, а не какого-нибудь одного из этих окислов. Зрелые, богатые кварцем песчаники имеют высокое отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ввиду отсутствия алюмосиликатов, или глинистых минералов (структурный признак), или первичных силикатов (минералогический признак). Эти понятия нельзя смешивать с понятием «зрелость выветривания» в геохимическом смысле, при котором низкое отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ характерно для наиболее интенсивно выветрелых почв, в которых SiO_2 выщелачивается раньше, чем Al_2O_3 .

Таблица 2-6 Химическая классификация песчаников

Структурная основа: анионные группы SiO^- и AlaO_3	Катионы, способные к обмену: Ca, Mg, Na, K	Характерные петрографические типы
С высоким отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (зрелые, содержащие небольшое количество глины или обломочных алюмосиликатов)	Обогащенные щелочными элементами (с карбонатным цементом) Обедненные щелочными элементами (с кремнистым цементом)	Кварцевые арены
С низким отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (незрелые, содержащие глины и обломочные алюмосиликаты)	Обогащенные щелочами (содержат полевые шпаты и глины)	Полевошпатовые граувакки
	Обедненные щелочами (содержат высокие коглиноземистые глины)	Аркозы, литоидные граувакки
	Обедненные щелочами (содержат высокие коглиноземистые глины)	Литоидные арены

Различия между песчаниками, обогащенными и обедненными щелочами, могут рассматриваться в качестве прямого показателя зрелости пород, выраженного с помощью их химических особенностей (фиг. 2-10). На диаграмме проведены кривые отношений $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$

к $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, а частные анализы помещены в форме отношений Na_2O к K_2O и SiO_2 к Al_2O_3 . Любой способ интерпретации химических анализов может быть использован для выяснения степени зрелости, выраженной с помощью модальных анализов; чем дальше находились песчаники в «мельнице» осадочного процесса, тем больше должна быть выражена в них тенденция к обогащению кварцем по сравнению с остальными минералами.

Различия между незрелыми песчаниками, для каждого из которых характерно низкое отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, могут в свою очередь быть использованы для дальнейшего выделения разновидностей с низкой и очень низкой степенью зрелости или, как это сделано здесь, разновидностей, обогащенных и обедненных щелочами. Таким способом, хотя и не совсем точно, удается отделить большинство литоидных от других незрелых песчаников, поскольку многие литоидные песчаники характеризуются повышенным содержанием обогащенных алюминием и, следовательно, обедненных щелочами глинистых минералов как в обломках пород, так и в заполняющей массе (матрикс). Исключения составляют литоидные песчаники, близкие по природе к литоидным грауваккам, в которых обломки пород могут быть представлены вулканогенными или другими обогащенными щелочами породами.

Богатые щелочами незрелые песчаники подразделены здесь на два класса на основе давно установленного различия в значении отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$. Высокое отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в граувакках связано с преобладанием натрового плагиоклаза над K-полевыми шпатами и K-слюдами. Следует отметить, что некоторые, главным образом молодые, граувакки содержат много монтмориллонита, за счет чего это отношение еще более возрастает. Частое присутствие во многих граувакках альбитовых каемок, имеющих либо диагенетический, либо низкотемпературный метаморфогенный характер, служит петрографическим свидетельством вторичной природы натрия, не связанного с материнскими породами. Следовательно, полевошпатовое отношение не является признаком, указывающим вполне определенно на повышенные содержания плагиоклаза в питающей провинции, но зависит от вторичных выделений натрового полевого шпата, типичных для сильно деформированных и метаморфизованных поясов, в пределах которых граувакки широко распространены.

При разделении зрелых песчаников следует принимать во внимание тот факт, что на результатах химических анализов в значительной мере сказывается влияние цементирующего материала. Известны все переходы от чисто кремнистого цемента к чисто карбонатному, причем иногда в пределах одного стратиграфического горизонта. В процессе анализа может выясниться, что песчаники окажутся обогащенными барием или фосфором за счет баритового или фосфатного цемента. Вне зависимости от возможных вариантов классификаций эти результаты будут отражать лишь влияние диагенетических процессов на зрелые песчаники.

Таким образом, в противоположность изверженным и метаморфическим породам, где валовой химический анализ является решающим в любых классификационных схемах и более или менее точно согласуется с модальным составом, химические анализы песчаников не обнаруживают столь же совершенной согласованности с данными минералогического анализа. Валовой химический состав песчаников отражает иногда дивергентное, а иногда усиливающее влияние минералогической сортировки и дифференциации на структурную, а также меняющееся в широких пределах воздействие области питания, обстановки осадконакопления и процессов диагенеза.

Глава 3

СТРУКТУРА

ВВЕДЕНИЕ

Понятие «структура» применительно к песчаникам включает форму, окатанность, особенности поверхности и размеры их зерен, а также отношения отдельных компонентов, главным образом обломочного происхождения (строение каркаса). За исключением соотношений слагающих компонентов и особенностей поверхности зерен, все остальные свойства песчаников исследованы исчерпывающе и отражены в обширной литературе.

Что же являлось целью этих исследований? Главная их задача состояла в выяснении обстановки осадконакопления, чему и посвящено до 80% работ; в основу этих работ положено допущение, что физические процессы в местах накопления осадка запечатлены в виде отчетливых структурных признаков или «отпечатков» в песках; иными словами, задача сводилась к тому, чтобы выяснить, каково воздействие течений, высоты волн и глубины бассейна — лишь немногих факторов из целого ряда других — на размер, структуру поверхности, окатанность и соотношения песчаных зерен. Одна из главных проблем в изучении условий образования песков и песчаников путем замеров их структурных элементов сводится к определению того, в какой мере такие свойства, как размер, округленность и структура поверхности зерен, наследуют особенности среды осадконакопления и в какой они отражают процессы, протекавшие позднее, непосредственно перед захоронением осадков.

Другими задачами структурных исследований являются: 1) определение практически важных физических свойств, таких, как пористость, проницаемость и сопротивляемость дроблению; 2) выявление особенностей пространственного распределения структурных признаков, полученных в результате замеров; 3) выяснение различий между стратиграфическими горизонтами.

Существуют три крупных обобщения по структурным особенностям осадочных пород: Розенфельдера [72], Кестера [43], Мюллера [56], — выполненных на современном уровне. В них особое внимание уделено методам и технике исследований. Весьма полезным в этом плане является и небольшое учебное пособие Фолка [23].

РАЗМЕР ЗЕРЕН

Геологи в течение длительного времени были увлечены проблемой извлечения геологической информации из анализа размерности зерен (гранулометрии) песков и песчаников. В результате этого по технике и интерпретации гранулометрического анализа накоплена более обширная литература, чем по любому другому вопросу структурных исследований. И хотя объем полученных важных геологических результатов в лучшем случае весьма скромный по сравнению с количеством выполненных измерений и статистических анализов, снижения числа подобных публикаций не наблюдается.

Значение размеров. Несмотря на то что понятие «размер» является одним из наиболее широко используемых в седиментологии, определить размер любой частицы вряд ли возможно, за исключением, может быть, самых простых геометрических объектов, таких, как сфера (диаметр) или куб (длина ребра). Но для частиц неправильной формы, к числу которых часто относятся песчаные зерна, значение размера обычно зависит от метода измерения, который в свою очередь определяется объектом исследования. Более того, по мере уменьшения сходства между частицами расхождения результатов измерений прогрессивно возрастают. В табл. 3-1 сведены различные способы определения размеров частиц. Седиментолог, изучающий поведение частиц в жидкости, может найти диаметр сопротивления (*drag diameter*) или диаметр Стокса, величины которых зависят от характера потока жидкости (см. гл. 9) и являются более значимыми, чем объемный диаметр.

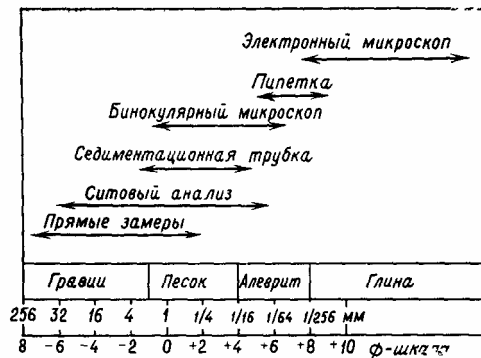
Таблица 3-1 **Различные определения диаметра частиц [3]**

Буквенное обозначение	Название	Определение
\hat{d}	Поверхностный диаметр	Диаметр шара, имеющего поверхность, равную поверхности частицы
d_v	Объемный диаметр	Диаметр шара, имеющего объем, равный объему частицы
dd	Драг-диаметр (диаметр сопротивления)	Диаметр шара, оказывающего такое же сопротивление, как и частица, движению жидкости одинаковой вязкости и при одинаковой скорости
da	Диаметр проекции	Диаметр шара, имеющего проекцию, равную проекции частицы в направлении, перпендикулярном ее стабильному положению
df	Диаметр свободного падения	Диаметр шара, имеющего ту же плотность и ту же скорость свободного падения, что и частица в жидкости одной и той же плотности и вязкости
d_{si}	Диаметр Стокса	Диаметр свободно падающего шара в жидкости с ламинарным течением ($Re < 0,2$)
\hat{A}	Диаметр сит	Ширина минимального квадратного отверстия, через которое проходит частица
d_{vs}	Удельный поверхностный диаметр	Диаметр шара, имеющего такое же отношение поверхности к объему, что и частица
	$d_{vs} \sim d_p$	

¹ Опубликовано с разрешения автора и издательства Chapman and Hall.

В свою очередь петрограф, изучающий градиент изменения содержаний обломков карбонатных пород в аллювиальных песках, вниз по течению водотока, может связать это изменение с постседиментационным растворением обломков; для него соответственно важнее знать величину удельного поверхностного диаметра (*specific surface diameter*). Таким образом, метод измерения определяется как объектом изучения, так и используемой техникой измерения. В общем случае возможен переход от одной системы измерений к другой с помощью соответствующих эквивалентных диаметров.

Техника измерений. Современные обобщения по методологии определения размеров частиц, выполненные не для геологических целей,



Фиг. 3-1. Границы применимости различных методов определения гранулометрического состава осадков.

приведены в материалах А. С. Т. М. [5] и работах Хердана [35], Ира-ни и Каллиса [37], Аллена [3]. Бруэр [8] и Фолк [22] дали прекрасный обзор методов и технических приемов измерений для геологических целей. Особенно следует рекомендовать обобщение, выполненное Фолком [22].

Измерение. Для измерения частиц, размеры которых варьируют в широких пределах, используют различные методы (фиг. 3-1). За исключением седиментационной трубки и использования прозрачных шлифов, техника измерения

неизменной в течение более чем двух десятилетий. Для неконсолидированных песков и рыхлых песчаников остается наиболее предпочтительным методом ситового анализа. Он сравнительно быстр, не представляет никаких трудностей, дешев и относится к числу самых старых и проверенных методов. Однако, после того как Фридман [26, 28] разрешил проблему корреляции результатов, полученных путем замеров зерен в шлифах и с помощью ситового анализа, прямые измерения в шлифах получили более широкое применение; этот метод является единственным возможным для прочно сцементированных песчаников; даже несмотря на то, что этим методом могут быть получены только средние размеры и сортировка (sorting). Для быстрой и простой оценки средних размеров и сортировки можно применить биноклярный микроскоп в совокупности с использованием специальной эталонной шкалы [88, 15]. Седиментационная трубка, ранее применявшаяся лишь для исследования глинистых осадков, теперь используется более широко для изучения неконсолидированных песков; применение современных технических средств позволяет быстро и точно определить скорость осаждения частиц. Это дает возможность автоматической записи результатов, которые опытным путем могут быть увязаны с кривой распределения частиц стандартных размеров [9&]. В этом случае могут быть вычислены лишь средние размеры и сортировка. Выбор метода определяется как степенью консолидации песчаных пород, так и задачей исследования. Если пески не консолидированы и представляет интерес только определение средних размеров и сортировки, колебания которых весьма значительны, достаточно воспользоваться биноклярным микроскопом. Но если желательно определить асимметрию и эксцесс или если предел колебаний средних размеров и сортировки невелик, то необходимы более точные измерения и использование сит с более узкими интервалами гранулометрических классов.

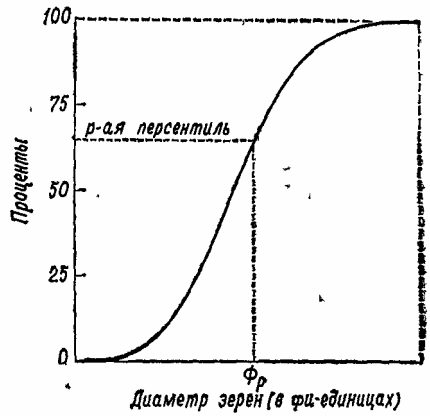
Описание. Поскольку размеры частиц составляют ряд непрерывно меняющихся величин, для обоснованных расчетов необходимо большое количество замеров, т. е. нужна градационная шкала. Она делится на классы, различающиеся по крупности частиц, причем интервалы между ними связаны постоянными соотношениями. Впервые на необходимость создания градационной шкалы указал Адден [90] и предложил шкалу с основанием, равным 2. Естественная шкала должна быть логарифмической, поскольку различия в миллиметр, весьма значительные, когда речь идет о песчаных зернах, малосущественны для валунов. Более того, данные замеров одной совокупности зерен обладают

Таблица 3-2

Интервалы между классами и терминология гранулометрической шкалы
обломочных пооп

Приняты; в США стандартный размер отверстий сит, в мешах	Миллимметры	Ф-еда	ИНИЦ БИ	Гранулометрические классы по Уэнтгэурту
Используются проволочные сита	4096		-12	Валуны
	1024 256	9^fi 1601	—10 Q — 0	
	64	64	-6	Крупная галька (булыжника)
	4	4	-4 -2	Галька
	3,36 2QQ 2QQ 2ЛЛ	2	-Г"75 -1,5 1 94 — -1,0	Гравий
12 14	1,68 1,41	1	-0,75 - 0,5 П 9с; 0,0	Очень крупнозернистый песок
20	0,84	1/2	0,25	Крупнозернистый песок
0,71 0,50	П 40	0,5 0,071; , 1,0		
40 45	0,42 0,35	1/4	1,25 1,5	Среднезернистый песок
0,30	л ос;	2 0 ~>"		
70	0,210	1/10	2,25	Мелкозернистый песок
0,177 0,149 0,125	1/100	2Г- 9 74 Ч Л		
140 170	0,105 0,088	1/100	3,25 3,5	
0,074 0,053	1/200	Ч 74 4,0		
270 325	0,053 0,044	1/60	4,25 4,5	Крупнозернистый алеврит
0,037 0,031	1/100	4 74 5,0		
0,0156	1/64	6,0	6,0	Среязнезернистый алеврит
Используется пипетка или гидрометр	0,0039	1/100	7,0	Мелкозернистый алеврит
	0,0039	1/256	8,0	Тонкозернистый алеврит
Глины	0,0020		9,0	Глины
	0,0015		10,0	
	0,0012		11,0	
	0,0009		12,0	
	0,0006		14,0	

тенденцией располагаться на нормальной арифметической шкале вдоль прямых линий. Колмогоров [42] показал что в определенных условиях дробления и истирания теоретически наиболее вероятно логнормальное распределение при допущении, что исходный материал был однородным. Шкала Аддена была преобразована Уэнтурто [95], а позднее Крамбейном [45], который предложил свою шкалу q («фи»), заменив этой величиной размер зерен. Величина $p = 10^5 q$, где q соответствует размерам зерен в миллиметрах. Таблицы для перевода миллиметров в ϕ -единицы существуют [58] а в случае их отсутствия можно пользоваться логарифмической линейкой или таблицей логарифмов, помни?



Фиг. 3-2. Кумулятивная кривая и определение процентной доли частиц определенного размера.

о том, что основание логарифма равно 2. В табл. 3-2 показаны соотношения между размерами в миллиметрах, мешах и ϕ -единицах, а также дана соответствующая терминология. Для лучшей оценки размерных параметров и формы кумулятивной кривой следует использовать квантили ϕ -единиц. Петтиджон [63] дал обзор существующей терминологии гранулометрии; эта терминология далеко не однотипна. Но главная проблема гранулометрического анализа заключается, однако, не в отсутствии номенклатуры, а скорее в ее геологической значимости.

Распределение размеров зерен обычно выражается либо с помощью некоторых типов кумулятивных кривых, либо посредством цифровых величин, которые отражают главную тенденцию распределения через среднее, моду или медиану и форму, зависящую от сортировки, асимметрии и эксцесса. Эти параметры могут быть получены либо на основании кумулятивных кривых (графические замеры), либо рассчитаны непосредственно по результатам ситового анализа (вычисление моментов). Поскольку почти каждый ситовый анализ гранулометрического состава не доводится до конца и в практике редко используются сита менее 30 микрон, в большинстве случаев графические замеры предпочтительнее расчетов моментов, хотя последние могут быть быстро определены с помощью электронно-вычислительных машин [64]. Более того, визуальный анализ кумулятивной кривой позволяет выяснить, сколько совокупностей присутствует (две или более), и выявить, таким образом, возможные ошибки аналитического метода. Следовательно, исследование кумулятивных кривых всегда оказывается полезным.

Отправной точкой при описании кумулятивной кривой является перцентиль (percentile), которая рассчитывается путем расположения всех данных наблюдения в возрастающем порядке — от меньших к большим, приведением их к 100% и вычислением 1/7-процентного их содержания (фиг. 3-2). Например, если x — это размер зерен в ϕ -единицах, тогда некоторая произвольная процентная доля (percentile) p будет соответствовать такой величине x , для которой $p\%$ зерен будет иметь размер меньше ϕ_r . При употреблении ϕ -единиц следует всегда строить кумулятивные кривые на нормальной арифметической вероятностной бумаге, поскольку она допускает более точную экстраполяцию между размерами, используемыми в наборах сит. И наоборот, результаты замеров в миллиметрах могут быть нанесены непосредственно на ло-

гарифмическую вероятностную бумагу. Если есть необходимость разбить кумулятивную кривую на части, т. е. выделить более дробные совокупности [85], самым существенным является построение вероятностных графиков. Присутствие нескольких совокупностей легче всего определить по резким, угловатым изломам кумулятивной кривой.

Для того чтобы охарактеризовать и главную тенденцию, и форму кривой, используется линейная комбинация процентных долей (персентилей); линейная комбинация — это не что иное, как сложение или вычитание серий величин, возведенных в первую степень, таких, например, как в приведенном расчете среднего: $((p_{10} + p_{30} + p_{50} + p_{70} + p_{90})/5)$, где p являются процентными долями частиц определенных размеров. Чем больше персентилей (процентных долей) можно определить на кумулятивной кривой, тем более точно удастся определить искомый параметр, такой, как среднее, мода или сортировка. Так, первоначально определяли только две процентные доли, фаз и ф₇₅, называя их первой и третьей квартилью, которые использовались для определения коэффициента сортировки; но впоследствии было признано, что из кумулятивных кривых можно извлечь гораздо больше информации, используя пять и более процентных долей [25, 52]. В табл. 3-3 сведены чаще всего применяемые графические параметры формулы расчетов момента.

Другие методы описания являются в основном графическими и включают диаграммы отношений песчаных — алевритовых — глинистых фракций, СМ-диаграммы [60], которые очень популярны у современных седиментологов, арифметические кумулятивные кривые голландской школы на нормальной вероятностной бумаге [12, 4] и графики на логарифмической вероятностной бумаге [80].

Отношения песка, алеврита и глины обычно наносятся на треугольные диаграммы и используются для характеристики и стандартизации наименований соответствующих смесей, в особенности в случае неконсолидированных осадков. На СМ-диаграмму наносится максимальный размер (99%-ная доля) против медианного размера (50%-ная доля), являющийся одновременно выражением ведущей тенденции и сортировки. СМ-диаграммы используются при изучении как современных песков, так и древних песчаников. Кумулятивные графики на нормальной арифметической вероятностной бумаге предназначены для выявления ограниченного числа типов распределения зерен по размеру, называемых *F*-, *F-S*-, *M*-, *M-S*-, *M-C*- и *C-5-C*-типами, которые выявляются скорее по форме, чем по положению кривой 4. Кривые *F*, *M* и *B* характерны для песков, а *C* и *5* — для глин. Считается, что кумулятивные кривые более четко, чем другие методы, позволяют обнаружить как явления дифференциации по гранулометрическому составу, так и образование смесей. И СМ-диаграммы, и кумулятивные кривые на нормальной вероятностной бумаге гораздо шире используются в европейских странах, чем в Америке. Синдовски [80] выделяет 10 типов кривых, различающихся по форме. Постепенные переходы между разными типами кривых создают трудности при выделении промежуточных типов, что является недостатком этих методов.

Опробование. При изучении размерности зерен необходимо тщательное опробование. Выяснение среднего их размера в отложениях данного района требует либо проведения бороздового опробования, либо получения сложной пробы из нескольких точечных, отобранных вкрест простирания пород. Величины коэффициента сортировки, асимметрии и эксцесса, рассчитанные для таких образцов, имеют гораздо большую ценность для установления региональных изменений, чем для интерпретации обстановки осадконакопления. Если установлены градиенты от галечников к галечниковым песчаникам, то достаточно при описании

Таблица 3-3 Графические и моментные параметры

Наименование	Графическая формула!	Моментная формула2	Примечания
Среднее	$(\Phi_M + \langle P_{ев} + \langle P_M)$	Первый момент	Все три параметра центральной тенденции отра
Медиана	$\mu_{\wedge} \approx$	n	жают среднюю кинетическую энергию среды осаж- дения и особенности граяулométrического распре- деления осадков
Мода	$\mu_{\wedge} = \langle P_{60}$ $M_y ==$ средняя точка наиболее обиль- ного гранулометрического класса	$\lambda = s \wedge "p$ $\gg=1$	
Индекс бимодаль- ности	$\langle p_f - \Phi_{,,}$ $\wedge \Phi - 1 + \wedge \Phi$	Второй момент	Мера бимодальности в случае ее присутствия; (p — средняя точка самой мелкой фракции, Φ_c — средняя точка самой крупной фракции
Коэффициент сорти- ровки	$\gg \langle P_{a4} - \langle P_{16} . \langle P_{в6} - \langle P_5$	$\Gamma "$ -1/2 $\wedge = X^{(\wedge \wedge)^2}$	Мера дисперсии, которая зависит от вариаций скорости и бимодальности
Асимметрия	$\alpha_{,,} \langle P_M + \langle P_{16} - 2 \langle p_{в} \langle$	$b - i J$	Мера асимметрии [^] направления выполаживающе- го хвоста. который по широко распространенно- му мнению имеет важное значение для расшифровки условий седиментации. Асимметрия варьирует от +1,0 (положительная) через 0,0 (симметричная) до -1,0 (отрицательная)
	$\frac{SK^I}{2} - 2(\alpha > 8 - (fa.) +$ $\Phi_{95} + \langle P_5 - 2\Phi_{50} - 2(\Phi_{96} - \Phi_5)$	Третий момент n $, V / \langle - (\wedge \wedge)^3$ $\lambda \wedge \wedge -$ (=1	
Эксцесс	$y (\langle P_{96} - \langle P_t)$	Четвертый момент	Мера остроконечности графика. Графической мерой является отношение коэффициента сортиров
	$\wedge C - 2,44(\Phi_{,,} - \Phi_{,,})$	$, VM \wedge - V$ $4\Phi - Li \ c - t$	ки с центром при 90% к коэффициенту сортировки с центром при 50%. $K_{в} = 1,0$ для нормальной кривой, $/Co > 1,0$ для остроконечной кривой, $K_{в} <$
		$\mu \wedge \Phi t = 1$	<1,0 для уплощенной кривой распределения

¹ Все формулы даны по Фолку и Уорду [25]; исключение составляет лишь формула бимодальности, которая дана по Саху [74]. 2) —доля от общего веса каждого гранулометрического класса; ст.ф—средняя точка каждого гранулометрического класса в ф-единицах.

обнажения охарактеризовать самую крупную гальку; статистически более достоверная оценка может быть получена путем вычисления среднего из небольшого числа наблюдений, не больше десяти. Строго говоря, количество галек, изученных в каждой точке наблюдения, должно быть одинаковым, но на практике это условие трудно выполнимо. Чтобы свести к минимуму эффект дифференциального истирания, следует выбирать для исследования гальки одинакового литологического состава. Как для ситового анализа, так и при использовании седиментационной трубки достаточно от 50 до 100 г песчаного материала. В шлифах обычно измеряют от двухсот до четырехсот зерен.

Совершенно иная методика необходима для изучения обстановки осадконакопления. В этом случае лучше всего отбирать образцы из одного и того же пласта или осадочного горизонта, который Отто [57] определяет как толщу осадков, «отлагавшихся при практически постоянных физических условиях». Изучение осадочных текстур в настоящее время представляет большой интерес, так как знаки ряби, косая слоистость, поверхности наслоения, градационная слоистость и другие текстуры представляют собой естественные объекты для опробования. Поскольку текстуры осадков возникают под влиянием динамики жидкой среды, существует вероятностная корреляция между текстурными признаками и характером распределения зерен по размеру. При опробовании с учетом обоих факторов размерность зерен дает максимальную информацию об условиях осадконакопления. Как и в предыдущих случаях, можно анализировать единичные точечные пробы либо средние составленные из пород, одинаковых в структурном отношении, однако предпочтительнее первый способ.

Статистические параметры. Центральная тенденция. Размеры зерен в песках обычно имеют тенденцию концентрироваться вокруг некоторой усредненной величины, называемой средней, модой или медианой (табл. 3-3); эта величина определяется сочетанием двух факторов:

усредненными свойствами среды осаждения и начальной размерностью исходных материалов. Различия в способах транспортировки ответственны за почти повсеместное четкое разделение глин от алеврита и песка; глинистые частицы перемещаются исключительно в виде суспензии турбидитного потока, тогда как большая часть алевритового материала, почти весь песок и все более крупные частицы транспортируются по дну в виде влекомого слоя путем комбинированного воздействия-скольжения, сальтации и перекачивания. Обычная последовательность песок — алеврит — глина, наблюдаемая во многих бассейнах на расстояниях порядка десятков и сотен километров, почти всегда обусловлена снижением мощности течения в большей степени, чем влиянием истирания. Подтверждением решающей роли мощности потоков служит незначительная скорость абразии песков [48]. Поскольку средняя величина зерен зависит от всей совокупности размеров, определяющих форму кривой, лучше определять центральную тенденцию, чем медиану. При статистически нормальном распределении все три величины — средняя, мода и медиана — совпадают.

Бимодальность. Индекс для измерения бимодальности (табл. 3-3) был предложен Саху [74]. Бимодальность может быть следствием целого ряда причин: комбинации донной и суспензионной транспортировки осадков, влияния инфильтрации, постседиментационных изменений в диагенезе или отсутствия в исходном материале частиц определенных классов крупности. Наличие двух и более мод усложняет интерпретацию всех статистических параметров.

Коэффициент сортировки. Дисперсия вокруг центральной тенденции определяет сортировку. Поскольку принято считать, что конфи-

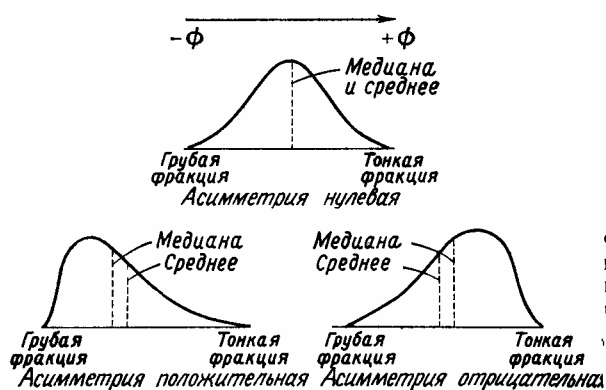
гурация конечных участков кривых распределения отражает условия осадконакопления, при расчетах коэффициентов сортировки должны учитываться данные, соответствующие этим участкам кривых. Следовательно, оценка коэффициента сортировки, основанная на 84%-ной и 16%-ной долях (персентилях), предпочтительней оценки, основанной на 75%-ной и 25%-ной долях, располагающихся ближе к центральной тенденции. Фолк и Уорд [25] объединили каждую из этих величин в своем графике расчета стандартного отклонения O_i , величина которого является средним коэффициентом сортировки и учитывает как центральную, так и внешние части кривой распределения (табл. 3-3). Коэффициент сортировки можно рассчитать визуально или полуколичественно путем изучения шлифов [23]. Шарп и Фан [78] предложили измерять величину энтропии сортировки, максимальное значение которой равно 100% в случае принадлежности всех зерен к одному классу крупности и нулю при одинаковом количестве зерен различной крупности. Вне зависимости от того, является распределение нормальным или нет, эта функция позволяет оценить степень совершенства сортировки.

Изменения скорости образования пласта за счет одновременного поступления материала из суспензий и транспортируемого по дну, объединение в одной пробе материала более чем из одного стратиграфического горизонта, поступление исходного песчаного полимодального материала — все эти причины обуславливают вариации коэффициентов сортировки. Воздействие на сортировку унаследованных свойств подчеркивалось Фолком и Робле [24]. Их точка зрения может быть сформулирована следующим образом: обычно пески содержат несколько сово-купностей зерен со своими собственными особенностями распределения;

поэтому лучшие коэффициенты сортировки получаются тогда, когда моды близки друг к другу, худшие — когда они резко различны. Таким образом, в полимодальных осадках сортировка, как и другие параметры, просто отражает относительные величины и степень расхождения различных мод. Широко распространено мнение, что лучшая сортировка получается при повторной переработке песков потоками умеренной мощности. Вероятно, самая плохая сортировка наблюдается в песках, которые были объектом одного кратковременного эпизода массовой транспортировки, например при подводных оползнях или в составе мутьевых потоков, и затем были отложены ниже уровня воздействия волн в глубоководных участках дна. Кюнел [49] ввел термин «захоронение» («repository») для таких обстановок, где однажды отложенные зерна в дальнейшем не подвергаются транспортировке. Пески барханов, перемещающиеся поверх коренных пород, служат хорошим примером обстановки, не способствующей захоронению, в которой осуществляется великолепная сортировка.

Какие же граничные значения коэффициента сортировки наблюдаются в природе? Фолк и Робле [24] предполагают, что пески, отложенные в зоне действия прибою, имеют величины o_i от 0,3 до 0,6 r. Имеющаяся информация по граничным значениям коэффициентов сортировки в других условиях очень ограничена. Хотя довольно трудно оценить эти граничные величины, исследования подобного рода кажутся нам заслуживающими внимания.

Асимметрия. Асимметрия функции распределения определяется по ее кривизне и зависит от относительной роли конечных участков кривой распределения (фиг. 3-3). Как и в случае коэффициента сортировки, для определения асимметрии предложено несколько формул. Фолк и Уорд [25] дают наиболее исчерпывающую графическую формулу, в которой используются шесть процентных долей (персентилей, см. табл. 3-3). В тех случаях, когда предпринимались попытки выяснить



Фиг. 3-3. Кривые положительной и отрицательной асимметрии granulометрического состава ([26], с изменениями).

роль функции распределения размеров для характеристики процессов транспортировки или условий осадконакопления, внимание обращалось на окончания кривой распределения и в особенности на асимметрию.

Экссесс. Грубо говоря, эксцесс (табл. 3-3) является мерой остроконечности кривой распределения; если кривая распределения положе нормальной, ее называют плоскоэксцессной (platykurtic), если острее, ее называют остроэксцессной (leptokurtic). На основании только величин эксцесса нельзя сделать сколько-нибудь значительных геологических выводов.

ШИМЭТЪЕ ФОРМУЛЫ ДЛЯ расWTOS ЗйШМетри.и и эксцесса могут служить иллюстрацией необходимости особо тщательной проверки исходных размерных данных, если на основании этих величин ожидается получение важных выводов. Поскольку отклонения от среднего, так же как и вводимые значения стандартной девиации, возводятся в 3-ю и 4-ю степени, ошибки в исходных данных могут послужить причиной абсолютно неверных оценок как асимметрии, так и эксцесса.

Картирование областей рассеяния обломочного материала. Одним из важнейших моментов в восстановлении геологической истории песчаников является реконструкция картины разноса песков под действием течений или ветра от области питания к бассейнам осадконакопления и в пределах самих бассейнов. Поскольку рассеяние обломочного материала на поверхности Земли имеет два измерения, то его особенности могут быть выражены с помощью карты площадного распределения одной или нескольких переменных, размещение которых определялось транспортирующей средой. Таким образом, мы можем восстановить местонахождение палеосклона или направление палеоветров и тем самым приблизиться к воссозданию обстановки осадконакопления. Для этих целей иногда используют структурные признаки: могут быть закартированы величины, характеризующие центральную тенденцию или, что менее обычно, максимальные из наблюдаемых размеров, причем последние в большей степени, чем величины центральной тенденции, зависят от различий в опробовании. Некоторые сглаживают эти результаты, чтобы подчеркнуть основную особенность. Размерные градиенты обычно легко определяются в валунных, лёссовых и пепловых отложениях [69]. Лёссам [82] и пеплопадам [13] свойственны особенно отчетливо выраженные градиенты, так как с уменьшением скорости ветра происходит выпадение частиц на земную поверхность, которая играет роль сорбирующего субстрата.

Гравийные отложения долин обычно характеризуются отчетливо выраженным уменьшением размерности частиц вниз по течению, так же как и аллювиальные конусы выноса [6], которые в первом приближе-

нии подчиняются закону Штернберга [86]. Штернберг связал уменьшение размера частиц и дальность транспортировки с

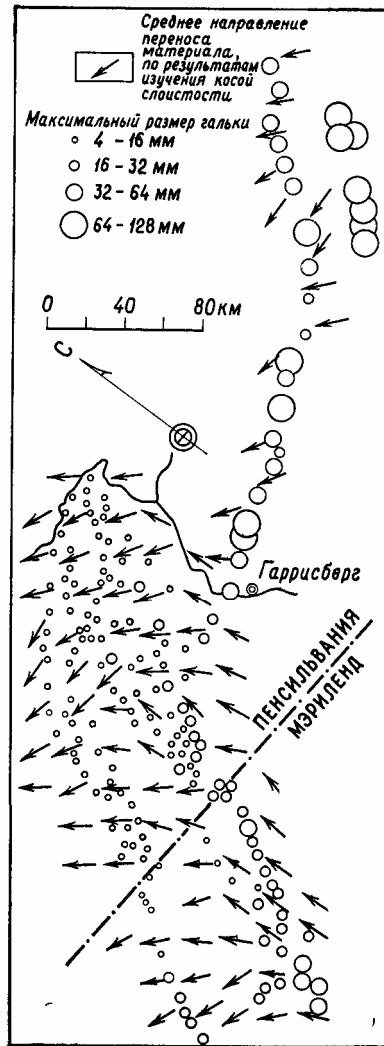
помощью простой отрицательно экспонентной функции распада $W = W_0 e^{-\lambda s}$, где W соответствует весу s ;

мой крупной гальки из встречающихся некотором пункте нижнего течения, W_0 — максимальный начальный вес в области сноса, a — константа для конкретного потока, s — длина пути переноса. Вместе с весом можно использовать диаметр d . В древних отложениях, для того чтобы считать s , необходимо определить W_0 или d_0 . Ряд исследователей [53, 61] успешно применяют закон Штернберга при анализе галек в конгломератовых песчаниках (фиг. 3-4). Процессы селективной сортировки и абразии (истирания) при транспортировке материала ведут к уменьшению размеров частиц вниз по течению осадков, отложенных водой. Из двух факторов в отношении песков более действенной является сортировка. Селективная сортировка, по-видимому, преобладает в эоловых отложениях. Пески некоторых современных турбидитов также дают отчетливые кривые уменьшения размера частиц, которые хорошо коррелируются с наклоном поверхности подводных каньонов выноса. Древним турбидитам свойственны подобные же соотношения, одна из трудностей в корреляции деформированных толщ, где отсутствуют маркирующие горизонты, что усложняет прослеживание их по простиранию. Как правило, в разрезах турбидитных осадков легче наблюдать вертикальную, чем латеральную изменчивость зернистости.

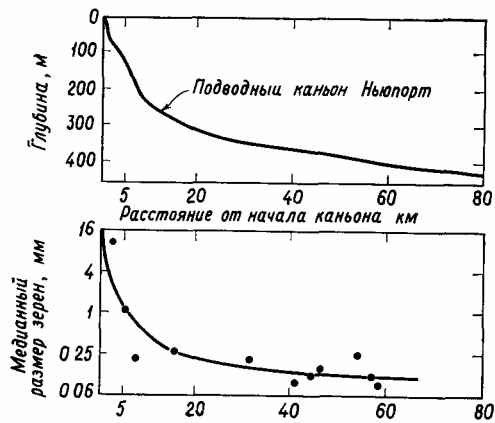
Однако наблюдаются ли градиенты зернистости для типичных тонко- и среднезернистых песчаников, отлагавшихся на обширных пологих прибрежных равнинах:

и в мелководных шельфовых зонах морей?

Если нижняя часть долины реки Миссисипи от Кейро, штат Иллинойс, до Мексиканского залива рассматривать в качестве подходящей модели реки с большим объемом аллювиального материала (фиг. 3-6), то можно считать, что в аллювиальных песчаниках, отложенных на прибрежной равнине, может наблюдаться отчетливо выраженный градиент. К сожалению, исследования тенденций изменения зернистости в наиболее древних средне- и мелкозернистых песчаниках не принесли ощутимых результатов. Песчаники многих формаций, по-видимому, отражают несколько сменяющих друг друга обстановок осадконакопления и могут представлять собой смесь трансгрессивных и регрессивных песчаников. Кроме того, при формировании пятнадцатиметровых и более мощных толщ песчаников местные структурные изменения по вертикали довольно значи-



Фиг. 3-4. Уменьшение максимального размера галек вниз по течению и преобладающее направление движения по замерам кривой слоистости в кварцитах Тускарора (силур), Аппалачский бассейн, США ([98], с изменениями)



Фиг 3-5 Уменьшение размера зерен в пробах, отобранных с поверхности периферической части конуса выноса современных турбидитов
Следует обратить внимание на корреляцию размера зерен с характером склона

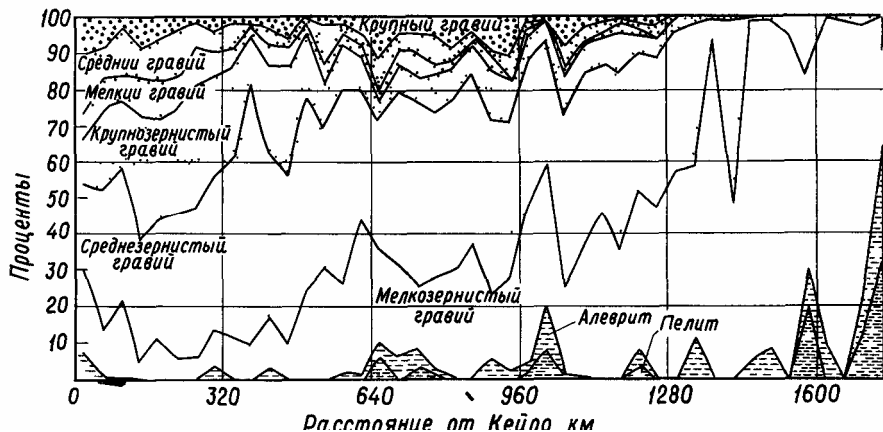
тельны, и, следовательно, для получения надежных оценок обычно необходимо изучение значительного количества образцов

Однако Пеллетье [61] на примере триасовых песков Грей-Бедс, Британская Колумбия, показал существование систематического структурного градиента Керри [11] достиг определенных успехов, разделив на сообщества (субпопуляции) около 750 образцов современных песков шельфа Мексиканского залива (фиг 3-7) Каждое сообщество характеризуется своей модой и кривой распределения Эоловые донные покровы из-за отсутствия условий, благоприятствующих захоронению, должны обладать наименьшим градиентом по сравнению со всеми другими отложениями, од

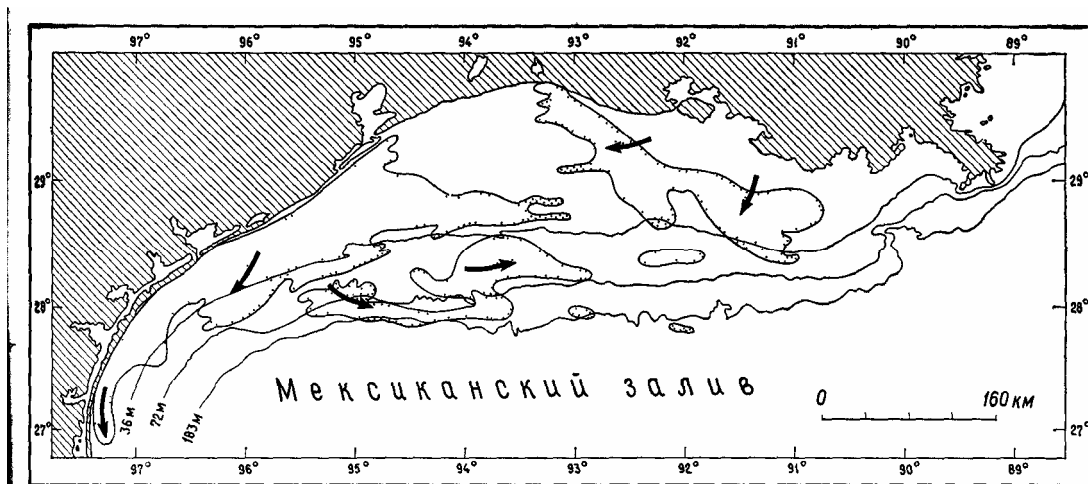
нако соответствующие данные практически отсутствуют

ФОРМА И ОКАТАННОСТЬ

Форма и окатанность (roundness) — это именно те свойства песчаных зерен, которые имеют наибольшее значение для изучения воздействия процессов транспортировки на обломки пород, поставляемые областью питания Они отражают степень преобразования угловатых и разных по форме зерен под воздействием абразии, растворения и сортировки потоками Несмотря на всю важность этих признаков, изучению формы и окатанности песчаных зерен уделялось очень мало внимания по сравнению с объемом исследований размеров зерен Это связано,



Фиг 3 6 Гранулометрический состав песков реки Миссисипи на участке русла от Кейро, Иллинойс, до Мексиканского залива [92].



Фиг 3-7. Тенденции изменения размерности зерен современных песков с модой типа II в Мексиканском заливе [II].

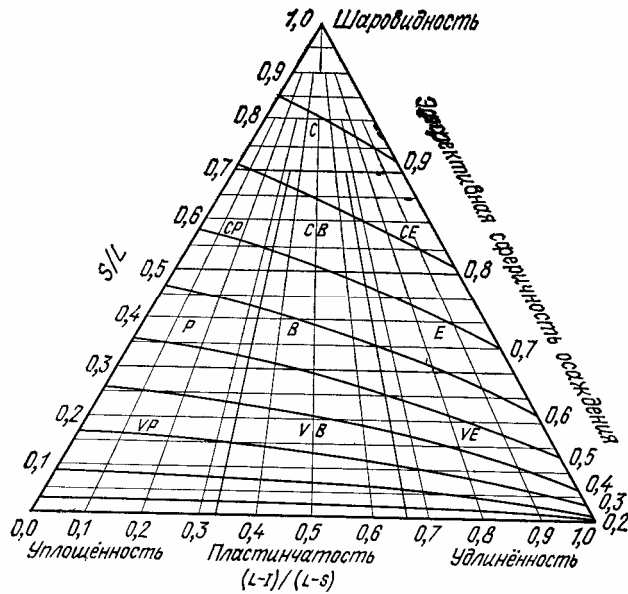
по-видимому, с тем, что большинство применяемых методов требует индивидуального обмера зерен — процедура весьма длительная и утомительная, а кроме того, и неточная.

Форма определяется различными соотношениями осей частиц: длинной (L), средней (I) и короткой (S). Различают два аспекта формы: сферичность и форма, как таковая. Сферичность представляет собой количественный параметр оценки степени несоответствия частицы изометричной (шаровидной) форме. Снид и Фолк [83] составили обзор различных способов измерений сферичности и предложили замерять новый параметр — *максимальную проекционную сферичность* (также называемую эффективной сферичностью осаждения); эта величина представляет собой отношение площади поперечного сечения шара того же объема, что и частица, к максимальной площади проекции этой же частицы и определяется по формуле:

$$\Delta Y \sim SW.$$

Они считают, что эта величина по сравнению с ранее известными лучше характеризует поведение частиц в жидкой среде. Максимальную проекционную сферичность можно определить графически (фиг. 3-8). Однако Бриге и др. [9] выяснили, что соотношение размеров, определяющее геометрическую форму частиц, должно почти в той же степени коррелироваться с зависимостью формы песчаных зерен от характеристик потоков жидкости. По форме различают продолговатый сфероид (одна длинная и две короткие оси) и уплощенный (две длинные оси и одна короткая), причем и тот и другой характеризуются равной сферичностью (фиг. 3-8). Форма определяется двумя отношениями длин осей: короткой (S), средней (I) и длинной (L), — S/L и $(L-I)/(L-S)$ в отличие от одного отношения при оценке сферичности. Зинг [101] на основании отношений I/L и S/I выделял 4 класса форм, а позднее Фолк и Уорд [25] предложили деление на 10 классов.

В большинстве работ по изучению формы и округленности зерен для оценки средних величин используют из каждой пробы от 25 до 100 частиц. Хотя это делается и редко, можно также рассчитать «коэффициент сортировки» распределения такого типа.



Фиг. 3-8. Графический способ определения максимальной проекционной сферичности.

Для определения сферичности вначале рассчитывается S/L , а затем $(L-I)/(L-S)$. Пересечение линий отношений S/L и $(L-I)/(L-S)$ указывает точку в треугольнике, для которой сферичность определяется с помощью интерполяции между кривыми. L — максимальный диаметр; I — средний диаметр, S — минимальный диаметр. Буквами на графике обозначены 10 классов формы: C — шаровидная; CP — уплощено шаровидная; CB — пластинчато округлая; CE — удлиненно-округлая; P — уплощенная; B — пластинчатая; E — удлиненная; VP — весьма уплощенная; VB — весьма пластинчатая; VE — весьма удлиненная ([83], с изменениями).

Исследования, посвященные трехмерному анализу формы песчаных зерен, немногочисленны, что связано в основном с трудностями измерений. В прозрачных шлифах форма обычно определяется приближенно по отношению самой длинной оси к самой короткой. Напротив, исследований формы гравийных зерен выполнено очень много. Обычно считается, что форма зерен слабо отражает условия среды осадкона-копления, хотя гидро- и аэродинамические исследования и указывают на то, что именно форма обломков может играть важную роль и, в частности, определять поведение частиц при осаждении. Были предложены различные способы более эффективной оценки влияния формы на скорость осаждения [76]. Возможно, что зависимость формы частиц от исходной конфигурации и внутренних векторальных свойств является главной причиной видимого отсутствия связи между морфологией обломков и средой осадконакопления. Бриге и его коллеги [9] установили, однако, что сортировка тяжелых минералов по форме играет такую же важную роль, как и сортировка по удельному весу.

Окатанность является самостоятельным геометрическим признаком и характеризуется округленностью (сглаженностью) углов. Коэффициент

Sr/R численно она определяется по формуле —————, где g , соответствует

радиусу окружности, вписанной в f -й угол, g_a — числу углов и R — наименьшему радиусу описанной вокруг зерна окружности. Для определения g_i и R можно использовать контуры максимальной проекционной фигуры частицы. Обычно для определения округленности и степени окатанности обломков от угловатых до вполне округлых используют стандартный набор фигур. Ведущими исследователями, которые заложили основы представлений об окатанности зерен и ввели в употребление палетки для ее замера, являются Уодел [94] и Крамбейн [45]. Позднее Пауэре [70] предложил шкалу, основанную на двух сериях фигур для зерен различной сферичности. Шкала р Фолка [25] представляет собой видоизмененную, построенную в логарифмическом масштабе, шкалу Пауэра.

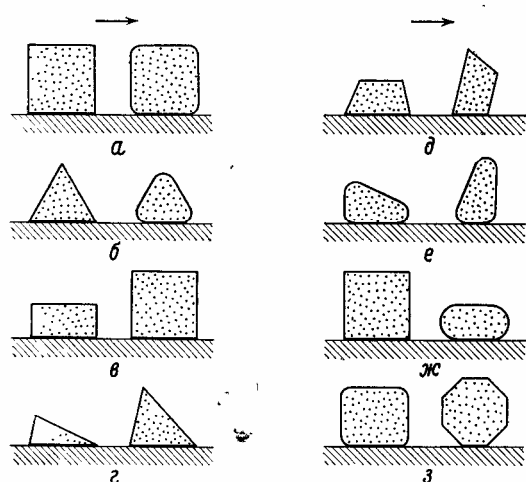
Степень окатанности обломка зависит от его размера, физических свойств и длительности истирания. Лабораторные исследования и изменения окатанности песчинок в современных осадках свидетельствуют о том, что этот процесс протекает весьма медленно и с уменьшением размера частиц быстро замедляется. Следовательно, при одном и том же отрезке пути переноса крупные зерна будут лучше окатаны, чем более мелкие. Эксперименты Кюнена [48] показали, что при перемещении на 20 тыс. км потери в весе угловатых среднезернистых кварцевых песков составят не более 1%, что подтверждает результаты ранее проводившихся экспериментальных исследований. Хотя и представляется возможным количественно оценить расстояние перемещения песка по средней величине окатанности или по процентному содержанию угловатых обломков, практически это еще не выполнимо, так как процессы окаты-вания зерен пока слабо изучены. Одна из трудностей заключается в том, что скорость скатывания может очень сильно меняться в зависимости от особенностей среды или скорости осадконакопления. Процессы химического растворения для большинства силикатов играют второстепенную роль, но нет никакого сомнения в том, что они важны для более растворимых карбонатных зерен.

Хорошо скатанные зерна образуются либо в результате участия в нескольких циклах транспортировки, каждый из которых вносит свою небольшую долю в их окатывание, либо в результате интенсивного истирания в специфической обстановке, где происходит их очень быстрое обтачивание. Среди петрографов известно примерно равное число приверженцев той и другой точек зрения: одни считают округленность унаследованной, другие связывают ее с обстановкой осадконакопления. Предполагается, что пляжи и в такой же степени дюны относятся к числу фациальных обстановок, которые способствуют возникновению ха-, рошо скатанных зерен, особенно в геологическом прошлом, когда, в отличие от современных условий осадконакопления, большая тектоническая стабильность древних кратонов могла способствовать более интен-сивной переработке песков. Однако проводимые в настоящее время исследования отложений современных пляжей в большинстве случаев не обнаруживают в них намного более совершенной окатанности зерен, чем в исходных песках континентального генезиса.

Из-за малой скорости окатывания частиц песчаной размерности в большинстве песков трудно установить пути развития этого процесса. Некоторые исследователи просто используют окатанность, чтобы облегчить определение минеральных ассоциаций или особенностей распределения, основываясь на присутствии или отсутствии угловатых зерен или на приблизительной оценке их содержания. При определении процентного содержания угловатых или окатанных зерен допускается сопоставление только фракций одной и той же размерности и минерального состава. Выделение провинций по степени окатанности можно про-извести по угловатым зернам таких тяжелых минералов, как циркон и турмалин, или по кварцу. Хотя округлые зерна с оболочками обрастания могут служить убедительным доказательством их полициклического происхождения, количество этих зерен обычно настолько мало, что исключает возможность их применения для петрографического картирования. Поскольку методы катодоллюминесцентной петрографии упрощают диагностику полициклических зерен [81], в будущем возможно их более широкое использование.

Бриге и др. [9] установили, что визуальные оценки окатанности лишь в незначительной степени коррелируются с динамикой поведения песчаных зерен в жидкой среде. Боге [7] подробно описал использование электронного анализатора для определения окатанности и сферич-

Вращаемость увеличивается



Фиг. 3-9. Способность к перекатыванию, или вращаемость ([49], с изменениями).

Вращаемость зависит от окатанности обломков (а, б), формы (в, г), положения (д, е) и от отношения степени окатанности к форме (ж), а также формы к степени окатанности (з).

ности песчаных зерен. В небольшой степени окатанность зерен можно использовать для стратиграфических целей — как вспомогательный критерий для расчленения стратиграфических горизонтов.

Недавно Шепардом и Янгом [79] была введена новая характеристика морфологических свойств зерен — способность к перекатыванию, которая затем была уточнена Кюненом [49]. Она определяется как минимальный угол наклона, при котором начинается перекатывание и падение частицы. Уинкельмолен [97] выполнил исчерпывающее исследование этого аспекта понятия о форме частиц и ввел термин «вращаемость». Вращаемость является свойством, зависящим от округленности и формы, как это показано на фиг. 3-9, и служит по существу функциональным описанием формы — в противоположность числу геометрическому; оно определяется для рыхлых песков с помощью специального приспособления. Уинкельмолен использовал такое приспособление для исследования различных пляжевых и дюнных песков и пришел к выводу, что диаграммы взаимозависимости вращаемости и размерности зерен оказались полезными для распознавания отложений обоих типов. Выполненная им работа представляет собой одно из наиболее полных исследований седиментологических аспектов морфологии зерен.

СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТИ

Представление о том, что структура поверхности песчаных зерен может быть использована для обнаружения следов воздействия эрозии, транспортировки и обстановки осадконакопления, зародилось давно. Казалось очевидным, что действующие при этом физические и химические процессы могут дать начало целому ряду заметных структурных признаков. Кюнени и Пердок [50] вкратце описали особенности различных поверхностных структур песчаных зерен в отраженном свете:

«...могут быть обнаружены все переходы от прекрасно отполированных зерен к слегка выщербленным или поцарапанным, а также от зерен с матовой поверхностью, но еще прозрачных, к тусклым и даже полностью непрозрачным зернам».

Имеется обширная литература, посвященная возможной диагностической роли структур поверхности зерен при изучении обстановки седиментации, причем главное внимание уделяется причинам появления

матовой поверхности. Нет сомнений, что началом этих публикаций послужили первые исследования кварцевых зерен дюнных песков, особенно пустынных, характерным признаком которых является тусклая, непрозрачная поверхность, тогда как зерна пляжевых и речных песков обладают блестящей, полированной поверхностью. Кюннен и Пердок [50] считают, что ветер и воду нельзя считать основными факторами, воздействующими на характер поверхности зерен. Главную роль они отводят химическим агентам — чередующемуся растворению и осаждению под действием росы в пустынных условиях. Исследование поверхности песчаных зерен с помощью электронного микроскопа подтверждает это. В меньшей степени матовость зерен может быть результатом коррозионного действия растворов, приводящих к замещению кварца после его осаждения чаще всего кальцитом. Это дает начало появлению матовых зерен после децементации породы. Русловая абразия может привести к исчезновению матовой поверхности зерен за счет их полировки. Поверхностные структуры древних песчаников, за исключением редких случаев, мало помогают в расшифровке условий осадконакопления. По-видимому, только Кайё [10] был ярким защитником использования матовости зерен в качестве индикатора эолового происхождения древних песчаников.

В настоящее время для изучения поверхностных структур применяется электронный микроскоп [67, 44], и уже получены обнадеживающие данные, позволяющие перейти от этих исследований к интерпретации структур поверхности, в частности для выяснения происхождения современных песков. Древние сцементированные песчаники, по-видимому, являются более сложным объектом для расшифровки условий их образования. Сканирующий электронный микроскоп особенно хорошо подходит для исследований подобного рода благодаря большой глубине его 'поля [87].

СТРУКТУРНАЯ ЗРЕЛОСТЬ

Седиментологи, имеющие дело с большим структурным разнообразием песчаников, от сильно глинистых с угловатыми обломками до хорошо отсортированных с скатанными зёрнами, расширили чисто минералогическое понятие их зрелости, дополнив его описанием структурных разновидностей песчаников. Пламли [66] называл зрелыми такие разности гравия или песка, которые сложены хорошо отсортированным в минералогическом отношении материалом. Фолк [20] считает пески тем более *структурно зрелыми*, чем меньше глинистого материала содержится в промежутках между слагающими их зёрнами и чем более совершенна сортировка и окатанность самих зерен. Он предлагает четкую методику для определения трех стадий структурной зрелости. Выделение именно трех последовательных стадий основано на представлении о том, что в процессе транспортировки первыми вымываются глинистые минералы, затем подвергается сортировке главная масса зерен, и намного позднее они приобретают окатанность. Иными словами, сторонники представлений о структурной зрелости пытаются найти зависимость между процессами фракционирования и истирания материала при переносе течениями и степенью сортировки и окатанности песчаных зерен. Однако конечная обстановка осадконакопления также оказывает влияние на характер структурной зрелости. Так, во время шторма хорошо окатанные и отсортированные пески морского шельфа могут быть смешаны с глинистым материалом более глубоководных зон. Подобный эффект может возникнуть и в случае биогенного перемешивания. Присутствие заметного количества глинистого мате-

риала в массе хорошо отсортированных и скатанных зерен называют | *структурной инверсией*. Другим примером структурной инверсии служат отложения слабо сортированного, но хорошо скатанного материала. Соотношения между структурной и минералогической зрелостью пол- | ностью не установлены главным образом потому, что они систематиче- | ски и количественно не исследовались.

Представления о структурной зрелости были впервые применены к древним песчаникам и использовались примерно для тех же целей, что и гранулометрический анализ. Окатанность и сортировка порообразующих зерен легко определяется в шлифах. При исследовании глинистой составляющей мы встречаемся с гораздо большими трудностями, поскольку отличить обломочную часть глин от аутигенной во многих древних песчаниках почти невозможно; между тем это совершенно необходимо для использования понятия структурной зрелости. Следует отметить, что как средство простого и быстрого структурного описания консолидированных песчаников понятие о структурной зрелости может оказаться полезным.

РАСПОЗНАВАНИЕ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Можно ли гранулометрические особенности песчаников использовать для выяснения обстановки седиментации? Попытки прямого подхода к этой проблеме предпринимаются по крайней мере начиная со времен Аддена [9] и могут служить классическим примером униформистского подхода к решению проблемы: опробуются современные пески, условия накопления которых известны, с целью выявления различий между ними, а затем эти различия используются для диагностики древних аналогов. Этот метод является основой почти любого анализа обстановки осадконакопления по данным гранулометрического анализа пород. Классификационные схемы включают одну или несколько разновидностей и могут использовать графические параметры, полученные на основании гранулометрических кривых распределения, а также с помощью более формальных статистических методов. Например, Келлер [40] использовал отношение содержаний фракций (большой к меньшей) по размерности соседних к модальной; его отношение $F : C$ (F — fine, C — coarse) служит для разграничения песков эолового и водного происхождения. Эта величина является грубой оценкой асимметрии. Ранее Энгельхарт [16] предложил отношение среднего радиуса кварца к среднему радиусу тяжелых минералов как способ для разграничения условий эолового и водного переноса. Недавно Ханд [33] подтвердил его положение на примере некоторых пляжевых и дюнных песков Нью-Джерси. Более сложными являются методы, используемые Фридманом [27, 29], который строит графики для различных пар параметров, таких, как медиана и коэффициент сортировки, коэффициент сортировки и асимметрия, асимметрия и эксцесс. Фридман оперировал с параметрами, основанными на данных, полученных с помощью квартилей (p), и рассматривал лишь современные пески. Позднее Мойола и Уэйзер [55] получили сходные результаты для некоторых своих диаграмм, в которых использовали параметры, рассчитанные по половинным долям и даже целым единицам (p).

Еще более точные анализы могут быть проведены с помощью линейной дискриминантной функции, впервые примененной Саху [74] к данным гранулометрического анализа современных песков. Дискриминантная функция представляет собой мультивариантную классификационную функцию, с помощью которой описывается неизвестный обра-

зец, охарактеризованный несколькими переменными, например медианой (x_1), коэффициентом сортировки (x_2) и асимметрией (x_3), для одной из двух или нескольких совокупностей из различных фациальных обстановок, как это имеет место в случае современных русловых, пля-жевых и дюнных песков. При трех переменных дискриминантная функция имеет вид

$$D_s = c_1 x_1^2 + c_2 x_2 + c_3 x_3 + a_d$$

где величины a_1, a_2, a_3 рассчитываются по имеющимся данным, а D_s представляет собой дискриминантный индекс. Определяя x_1, x_2, x_3 по неизвестной, мы можем затем отнести их к одной из родственных совокупностей. Другая возможность, хотя она и редко используется, заключается в комбинации размерных параметров со структурными, например окатанности или формы, в виде дискриминантной функции. Крам-бейн и Грейбилл [46] дают подробное описание метода и приводят примеры дискриминантных функций.

Попытки связать особенности гранулометрического состава песчанников с обстановкой их отложения имели достаточно скромный успех даже применительно к современным пескам, так как результаты часто не согласуются между собой: одни исследователи обнаруживают отличия для разных условий осадконакопления, а другие нет. Рассмотрение некоторых данных на основе имеющихся «отпечатков» — свидетелей обстановки осадконакопления — позволяет предположить, почему это так.

Изучение отпечатков дает основание считать, что процессы, ответственные за распределение зерен по размеру, на заключительной стадии формирования осадков весьма заметно преобразуют гранулометрию песков, поступающих в бассейн осадконакопления. Короче говоря, можно предполагать, что эти процессы устраняют эффект наследования. Рассмотрим пески в водотоке, дренирующем область питания, сложенную очень хорошо сортированными кварцевыми аренидами. Будут ли структурные параметры аллювиальных песков значительно отличаться от таковых у исходных песков? Мы считаем наследование особенно важным моментом при изучении кратонных полициклических песчанников, поскольку им свойственна длинная история истирания, и, следовательно, характер распределения зерен по размеру может отражать процессы осадконакопления, совершенно отличные от таковых в конечных бассейнах. Другой аспект наследования, который служит аргументом против существования универсального решения вопроса об условиях осадконакопления с помощью гранулометрического анализа, заключается в том, что различные исходные пески имеют разные моды, и вследствие этого критерии, которые позволяют отличать пляжевые пески от русловых в пределах одного бассейна, не годны для другого бассейна осадконакопления. И наконец, почти все методы «отпечатков» игнорируют осадочные текстуры как объект опробования, тот самый, который может сильно влиять на размерность пород. Правомерно ли сравнение особенностей гранулометрического состава пляжевых песков пластовой формы с гранулометрией косослоистых русловых отложений? Что оказывает более сильное влияние на характер гранулометрического состава: обобщенная динамика жидкой среды на всей площади осадконакопления или конкретные особенности режима потока, обуславливающие возникновение различных осадочных текстур, повсеместно присутствующих в песчанниках всего земного шара?

Прежде всего по изложенным причинам мы сомневаемся в существовании универсального способа определения или разграничения условий осадконакопления с помощью гранулометрического анализа,

в особенности по одному или нескольким образцам, отобранным без учета осадочных текстур, фациальных переходов или положения в пределах исследуемого тела песчаных отложений. Более перспективен, как нам кажется, анализ вертикальных профилей распределения среднего и максимального размеров в песчаном пласте. Для скоплений речных песков и песков приливно-отливной зоны характерны гранулометрические кривые, указывающие на уменьшение размерности кверху, для барьерных островов — на увеличение; в морских пластовых отложениях размерность увеличивается или уменьшается снизу вверх в зависимости от того, куда они перемещались: в направлении берега или моря. Наконец, изменения по вертикали в них могут отсутствовать (см. гл. 11). Авторы полагают, что в сочетании с изучением осадочных текстур возрастающее вверх по разрезу песчаного пласта утонение или погрубение материала может оказаться весьма информативным признаком. Отметим и другие способы гранулометрического анализа. Пассега [59, 60] полагает, что если построить СЛ?-диаграмму для 30 или более образцов по одному сечению через пласт песка, то можно определить, каким путем — перемещением по дну или во взвешенном состоянии — осуществлялась транспортировка песчаных зерен. Глубина, по крайней мере относительная, в пределах одного бассейна определяется по максимальному размеру частиц, транспортируемых донными течениями. В наших попытках по возможности лучше интерпретировать результаты гранулометрического анализа, вероятно, возрастает роль Q-модального факторного анализа. С его помощью Клован [41] разделил на три группы 69 образцов современных осадков из залива Ба-ратария и сделал вывод о том, что причинными факторами для процессов каждой группы были прибойные и донные течения и гравитационное осаждение (в спокойной воде). Сологуб и Клован [84], используя Q-модальный факторный анализ, проверили большинство размерных параметров и их комбинации, которые были предложены для разграничения условий седиментации в озерной обстановке озера Виннипег, Манитоба, Канада. Ни одна из величин не может удовлетворительно охарактеризовать неизвестную обстановку седиментации, но факторный анализ позволяет построить карту, отражающую энергетические условия в различных обстановках седиментации. Имбри и ван Андел [36], а также Крамбейн и Грейбилл [46] опубликовали пояснение к Q-модальному факторному анализу.

Несколько иная точка зрения была высказана Спенсером [85], который, подобно Фолку и Робле [24], полагает, что вариации средних значений коэффициента сортировки, асимметрии и эксцесса отражают только относительное значение трех размерных совокупностей гравия, песка и глины, каждая из которых характеризуется логнормальной функцией распределения. Спенсер предполагает, что в большинстве песков коэффициент сортировки фактически является только мерой относительной роли структурообразующих зерен по сравнению с матриксом в интерстициях. Он считает, что 30 мкм — это наиболее логичный верхний предел размера частиц цементирующей массы (матрикса). Как мы ранее отмечали, однако, в процессе диагенеза обломки глинистых пород могут превращаться в связующую массу и отношение зерна — матрикс в древних песчаниках может значительно отличаться от исходного. Ви-шер [93] в исследовании, подобном в какой-то мере работе Спенсера, разбил кумулятивную кривую на составные части и, основываясь на данных по современным пескам, связал их с семью главными процессами накопления песков. В табл. 1 в его работе в сжатом виде суммированы данные по многим кумулятивным кривым.

ВЛИЯНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Значительная часть гранулометрических исследований была предпринята с целью связать такие физические свойства, как проницаемость, звукопроводимость, прочность на разрыв и теплопроводность с размерными особенностями пород. Эти попытки обычно в какой-то степени оказывались успешными, но часто возникает необходимость в тщательно продуманном эксперименте, поскольку любое физическое свойство P всякого агрегатного вещества является сложной функцией размера и формы зерен, способа их агрегирования и состава, причем некоторые из этих качеств должны и могут быть отбракованы с помощью регрессивного анализа [46]. Это особенно важно в том случае, если исследуемое свойство относится к числу «чувствительных», как, например, проницаемость. Эрфроимсон [19] приводит описание ступенчатого анализа, который позволяет определить влияние добавления независимых переменных x_1, X_2, X_3 к зависимой переменной P . Путем постепенного добавления по одной независимой переменной можно получить серию промежуточных уравнений:

$$\begin{aligned}P' &= a'_0 + a'_1 x_1, \\P'' &= a''_0 + a''_1 x_1 + a''_2 x_2, \\P''' &= a'''_0 + a'''_1 x_1 + a'''_2 x_2 + a'''_3 x_3,\end{aligned}$$

где a_1, a_2 и т. д. определяются по имеющимся данным. Можно оставлять или отбрасывать некоторые переменные, такие, как X_3 , в зависимости от того, улучшают они или ухудшают «качественность показателей» уравнения. Гриффитс [31] приводит полное обсуждение рациональности использования уравнения регрессии для геологических целей.

СТРОЕНИЕ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Строение песков и песчаников, т. е. характер сочленения их зерен в единый агрегат, должно быть в какой-то мере обусловлено способом отложения из потока большого числа зерен различного размера, формы и окатанности, а также особенностями уплотнения этого агрегата под воздействием физических и химических процессов. В той мере, в какой удастся определить и измерить особенности строения с помощью независимых структурных параметров, можно успешно использовать эти свойства для реконструкции режимов течения и постседиментационного уплотнения. Иногда также используют эти свойства для практических целей инженерной геологии в качестве критериев хрупкости и прочности пород.

Соотношение зерен между собой. Соотношения зерен описываются в прозрачных шлифах с помощью качественных и количественных показателей, которые в совокупности позволяют установить трехмерные соотношения зерен в плоскости шлифа. В настоящее время мы обладаем терминологией и в какой-то степени методологией, однако нам крайне недостает систематических картировочных исследований. Знание особенностей пространственного распределения текстурных типов в пласте песчаника необходимо для лучшего понимания происхождения и относительного возраста цементирующего их вещества, а также диагенетических процессов. Одним из препятствий в развитии этого направления является отсутствие подходящей аппаратуры для точного и более быстрого определения отношения одного зерна к другому, чем при микроскопическом методе подсчета одного зерна за другим и, возможно, во всех

**Терминология, применяемая для обозначения агрегатного сочленения зерен
песчаников**

КАЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Вогнуто-выпуклый контакт [89]: контакт, который в плоскости сечения проявляется в виде изогнутой линии
 Фиксированный край [2]: часть зерна в контакте с другим в плоскости сечения Фиксированное зерно [2]: длина фиксированного края превышает длину свободного края (не контактирующего с другим зерном)
 Обособленное (плавающее) зерно: зерно, не контактирующее с другими в плоскости сечения
 Структурообразующая часть зерен: часть зерен песка, передающая стрессовые напряжения
 Свободный край [2]: та часть зерна в плоскости сечения, которая не контактирует с другими зернами
 Свободное зерно [2]: длина свободного края превышает длину фиксированного края Протяженный контакт [89]: контакт, который проявляется в плоскости сечения в виде прямой линии
 Упаковка [39]: характер пространственных соотношений зерен между собой Структурный контакт: стилолитовый взаимопроникающий контакт двух и большего числа зерен Тангенциальный контакт [89]: контакт, который фиксируется в плоскости сечения в виде точечного соприкосновения

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Индекс отвердения [2]: отношение количества фиксированных обломков породы в процентах к количеству свободных зерен в процентах Контактный индекс: число контактных поверхностей, приходящихся на одно зерно Горизонтальный интервал упаковки [54]: среднее горизонтальное расстояние между структурообразующими зернами Плотность упаковки [39]: суммарная длина измеренных зерен, деленная на длину^
 всего выбранного сечения и умноженная на 100 Индекс упаковки [14]: произведение числа контактов кварцевых зерен по всей длине сечения и среднего диаметра кварцевых зерен, деленное на всю длину сечения Близость упаковки [39]: количество контактов зерен с зернами, деленное на общее число контактов всех видов (зерен с основной мелкозернистой массой и зерен с цементом), умноженное на 100 Вертикальный интервал упаковки [54]: среднее вертикальное расстояние между структурообразующими зернами

трех направлениях. Метод петрографического исследования с использованием катодной люминесценции [81] служит примером того, насколько может оказаться полезным совершенствование приборов. Другая трудность в картировании текстурных типов заключается в их сильной изменчивости, проявляющейся в прозрачных шлифах и очень похожей на изменчивость проницаемости. Некоторые из этих изменений связаны с первичными условиями осадконакопления, когда каждый пропласток или пласт изначально характеризуется неуловимыми различиями в соотношениях зерен между собой. Эти различия, несомненно, оказывали влияние на последующие диагенетические процессы. Сейчас необходимо искать пути для увеличения отношения «сигнал к шуму» (signal-to-noise) при изучении соотношений зерен каркаса.

Качественные и количественные термины, используемые при изучении соотношений зерен песчаников между собой, приведены в табл. 3-4, а фиг. 3-10 иллюстрирует применение качественных характеристик взаимоотношений зерен, приведенных в таблице. В табл. 3-5 указаны возможные соотношения между текстурными элементами, давлением растворов и цементирующим материалом.

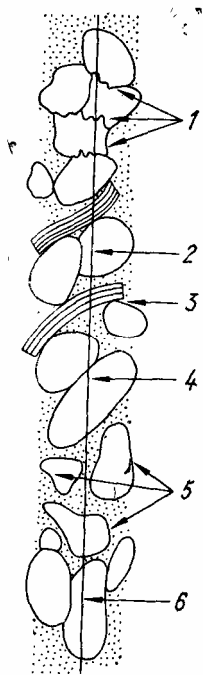
Ориентировка. Гораздо больший прогресс был достигнут в изучении ориентировки различных по форме каркасообразующих зерен; ме-

**Особенности пространственных соотношений зерен песчаников (по
Адамсу [1], с изменениями)**

- А. Соотношения зерен определяются главным образом качественными наблюдениями, подкрепленными небольшим числом количественных показателей в неориентированных образцах. Эти данные используются в основном для интерпретации и предсказания коллекторских свойств
- 1 Растворы под большим давлением
Много сутурных контактов, контакты зерен протяженные, плотность упаковки большая, пористости и цемента нет
 - 2 Растворы под умеренным давлением
Некоторые контакты имеют сутурную форму, зерна в основном изометричные с преимущественно вогнуто-выпуклыми контактами Цемент представлен главным образом обрастаниями кварца с небольшим количеством карбонатов или глины или совсем без них. Пористость небольшая
 3. Растворы под небольшим давлением
Очертания зерен преимущественно первоначальные с протяженными и тангенциальными контактами. Низкое до умеренного число контактов между зернами и умеренная плотность упаковки. Могут быть прочно или слабо сцементированы с помощью обрастания кварца глинистым или карбонатным цементом Могут иметь умеренную пористость при слабой цементации
 - 4 Растворы не под давлением
Зерна имеют в основном первоначальные очертания и характеризуются тангенциальными контактами или обособлены друг от друга (плавают). Число контактирующих между собой зерен незначительно, как незначительна и плотность упаковки Цемент в основном карбонатный или глинистый Пористость значительна в случае ограниченной цементации
- Б Ориентировка каркасообразующих зерен определяется с помощью количественных замеров ориентированных образцов. Пористость и цементация независимы от ориентировки Используются главным образом для выяснения направления потоков в кедеформированных осадках
- 1 Частные методы
Визуальное, прямое измерение либо длинных осей, либо кажущихся длинными осей каркасообразующих зерен, осуществляемое обычно по шлифам
 - 2 Агрегатные методы. Измерения валовых геофизических свойств с помощью соответствующего черного ящика, которые могут быть скоррелированы с ориентировкой каркасообразующих зерен

тодология этого типа исследований или по крайней мере методы измерения длинных осей или предполагаемых длинных осей индивидуальных зерен в шлифах хорошо стандартизированы и начинают уже применяться (табл. 3-5, Б). По характеру ориентированного расположения структурообразующих зерен выделяются две главные моды: основная — с положением длинной оси параллельно направлению течения потока и под углом 15—18° к направлению потока вверх по течению и другая — с ориентировкой длинной оси под прямым углом к направлению потока (фиг. 3-11). Предполагается, что вторая мода, не всегда наблюдаемая, является результатом поперечного вращения Гамильтон и др. [32] подтвердили, что ориентировка главной моды параллельна наклону поверхности песка, как мокрого, так и сухого. При изучении ориентировки зерен необходимо обращать особое внимание на ее соотношение со слоистостью, поскольку зерна всегда накапливаются на поверхности отложения материала, которая не обязательно бывает горизонтальной.

Особый интерес в настоящее время представляют соотношения осадочных текстур, таких, как косая слоистость, линейность течения и отпечатки борозд размыва, со слагающими их зернами. Эти исследования позволяют предположить, что существует постоянная кор-

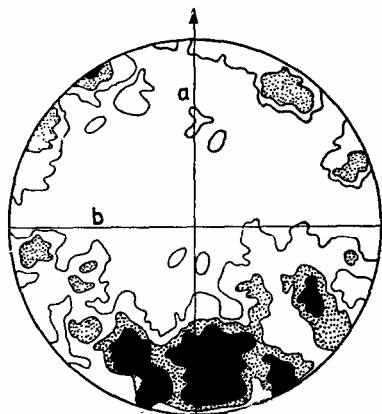


Фиг. 3-10. Пространственные соотношения и типы контактов между зернами.
Светлое — кварц, полосы — слюда, точки — матрикс. 1 — сутурный контакт; 2 — вогнуто-выпуклый контакт; 3 — точечный контакт; 4 — протяженный контакт; 5 — обособленные (плавающие) зерна; 6 — вогнуто-выпуклый контакт.

реляция между конструктивными формами типа песчаных волн или линейности течения и ориентировкой слагающих их песчаных зерен. Наблюдалась также корреляция следов размыва и особенностей агрегатного расположения зерен в каркасе, хотя корреляция между эрозийными текстурами, такими, как борозды размыва, и характером каркаса может быть выражена менее четко, поскольку процессы эрозии и осаждения разорваны во времени.

Обычно необходимость в региональном изучении ориентировки зерен невелика, поскольку направление палеотечений, как правило, определяется по осадочным текстурам. Однако Сестини [77] использовал соотношения зерен в каркасе для выяснения направления течения в калькаренидах из турбидитов, поскольку текстурные признаки, непосредственно указывающие направление потока, не поддавались простому замеру.

Обещает быть перспективным метод магнитной восприимчивости [71]. Ранее Циммерле и Бонем [100] для определения соотношений



Фиг. 3-11. Ориентировка зерен в песчаных отложениях горного потока.

На равноплощадную проекцию нанесены результаты замеров ориентировки длинных осей зерен кварца. Обратите внимание на расположение зерен внахлест (под углом). Стрелкой показано направление потока ([73], с изменениями).

обломков, слагающих каркас, использовали электронное сканирующее устройство со свободно перемещающимся лучом.

Поттер и Петтиджон [69] суммировали литературные данные (вплоть до начала 1963 г.) о структурных особенностях песков. Иоханссон [38] сделал великолепную сводку анализов ориентировки структурных компонентов осадочных образований.

ПОРИСТОСТЬ И ПРОНИЦАЕМОСТЬ

В составе песчаников различают структурообразующий агрегат зерен, интерстиционный алевритовый или глинистый материал, заполняющий промежутки между зернами, химически отложенный цемент и систему сообщающихся пустот или пор. Изучение пористости пород является задачей петрофизики. Серьезный вклад в эту область знаний был сделан геологами-нефтяниками, гидрогеологами, почвоведом. Однако остается еще много неясного.

Именно система пор позволяет песчаникам накапливать и пропускать через себя жидкости и газы — подземные воды, нефть, газ и минерализованные растворы. Размер, форму и характер распределения системы пор в песках и песчаниках установить очень трудно. Главными препятствиями в этом являются отсутствие геометрической закономерности в размещении пор и крайне ограниченные их размеры. Сканирующий электронный микроскоп со свойственной ему большой глубиной поля зрения прекрасно иллюстрирует сложно расчлененные поверхности пор в песчанике (фиг. 3-12).

Пористость и проницаемость — вот два главных объекта исследования при анализе перемещения флюидов по системам пор. Как и плотность, оба эти свойства — неотъемлемые свойства массы песчаника.

Полое пространство — это та часть песчаника, которая не занята слагающими его твердыми компонентами. Полости могут быть сообщающимися или изолированными. Пористость, как скалярная величина, выражается в процентах. Абсолютная или общая пористость определяется как

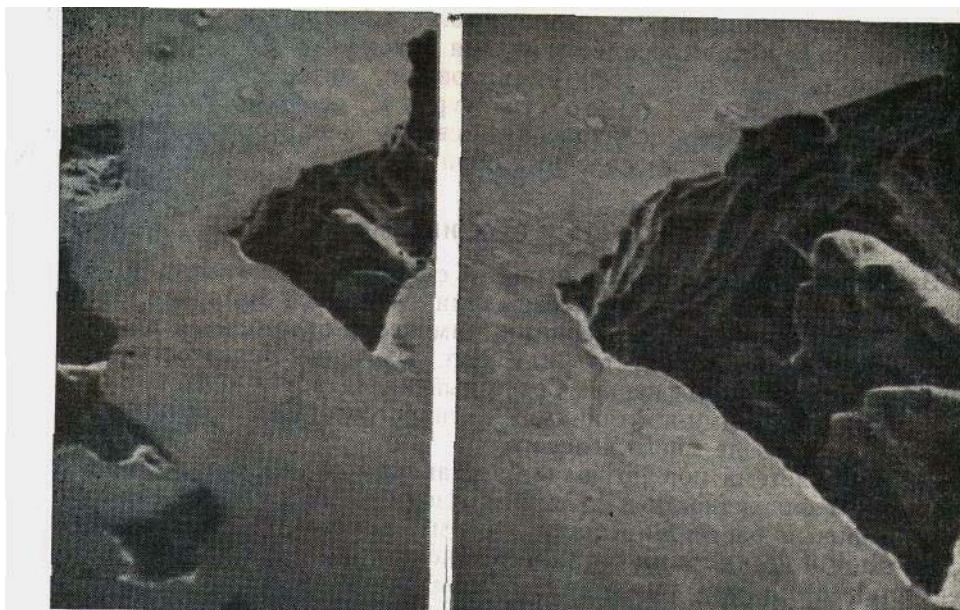
$$Q = \frac{\text{общий объем} - \text{объем твердой фазы}}{\text{общий объем}}$$

а эффективная пористость как

$$p = \frac{\text{объем сообщающихся пор}}{\text{общий объем}}$$

Абсолютная или общая пористость соответствует процентному содержанию всех полых пространств в песках вне зависимости от того, сообщаются они между собой или нет, тогда как эффективная пористость представляет собой выраженный в процентах объем сообщающихся между собой пор. Эффективная пористость, обычно меньше, чем общая, и, как правило, во всех экспериментальных исследованиях емкости песчаников определяется именно она. Пемза и пенопласт принадлежат к числу веществ, обладающих очень высокой общей пористостью, но очень малой — эффективной. Пирсон [65] приводит обзор различного лабораторного оборудования, применяемого для измерения пористости. Для определения общей и эффективной пористости используют различные методы. Полуколичественные оценки могут быть получены также путем электро-, микро- или звукового зондирования.

Для получения приближенных величин пористости зернистых материалов исследовался характер упаковки одинаковых по размеру шариков. Шейдеггер [75] приводит обзор литературы, посвященной этому



Микроскопические снимки в песчанике Берия (Алсипий) под сканирующим электронным микроскопом (SEM) (1961)

Разрешения Journ.

вопросу, и делает вывод, что при одинаковом способе упаковки один ковок по размеру шаров пористость не зависит от их размера. Плотнейшей (ромбоэдрической) упаковке пористость составляет 25% а при неплотной — 87,5%. Однако ценность этих исследований минимальна, так как в природных песчаниках размер зерен неодинаков поры заполняются цементом и глинистым материалом. Кроме того практически невозможно выразить незакономерный характер упаковок структурообразующих зерен песчаников с помощью кристаллографических терминов: «ромбоэдрическая», «изометрическая» и т. д.

В результате уплотнения и цементации пористость 50% и больше в современных песках может сократиться практически до нуля в кварцевых и других полнокристаллических песчаниках. Для большинства песчаников фанерозоя, являющихся коллекторами нефти, обычно характерна пористость от 5 до 20%. По мере усиления цементации особенно в случае окремнения, наблюдается тенденция роста трещинной пористости за счет межзерновой, поскольку песчаники становятся более хрупкими и легче раскалываются.

Проницаемость, или гидравлическая проводимость K позволяет оценить способность песчаников пропускать жидкости и определяется как константа пропорциональности для ламинарного потока определенной пористой субстанции по уравнению Дарси

$$Q = KA(dp/dl),$$

где Q — объем пропускаемой жидкости за единицу времени L — пл.щадь поперечного сечения, dp/dl — не зависящий от конкретных размеров гидравлический градиент (изменение давления P по направлению потока L). Таким образом, скорость течения прямо пропорциональна h площади поперечного сечения и гидравлическому градиенту. Размерность A равна L/T . Величина проницаемости зависит, таким образом

е/л

НОТ характера жидкости и в равной мере от пористости среды, а также Дот направления замеров проницаемости в этой среде. В отличие от по-Иристости эта величина обладает векториальными или тензорными свой-Ц ствами. Удельная проницаемость k является мерой проницаемости, за-|" висит только от среды и определяется как

$$k = \frac{\mu \cdot Q}{\Delta p \cdot S} \quad \text{где } \mu \text{ — вязкость, } Q \text{ — расход, } \Delta p \text{ — перепад давлений, } S \text{ — площадь пор}$$

где μ — вязкость, Q — расход, Δp — перепад давлений, S — площадь пор. Удельная проницаемость измеряется в единицах дарси и имеет размерность L^2 , ее можно рассматривать как суммарную площадь пор, по которым движется поток

Пирсон [65] описывает лабораторную технику измерения проницаемости. Потье и др. [68] суммируют различные петрофизические методы, и приводят результаты замеров для песчаников Хасси-Месауд (кембрий) в Алжире

Кроме того, на проницаемость пород влияют такие свойства, как размер зерен, степень их сортировки, ориентировка и характер упаковки, а также особенности цементации и характер слоистости; все эти факторы связаны весьма сложными и пока еще слабо изученными соотношениями. Экспериментально было установлено, что, чем меньше размеры зерен и ниже степень сортировки рыхлых песков тем меньше их проницаемость, что и выражено Крамбейном и Монком [47] формулой

$$k = C d^a e^{-1.350/a}$$

где C — константа, d — геометрически средний диаметр зерен, e — основание натурального логарифма и a — стандартное отклонение для песков. Так, в пласте турбидитов с их градиционной слоистостью, при которой размер частиц уменьшается снизу вверх, в том же направлении наблюдается уменьшение проницаемости. Чем выше плотность упаковки песков, тем ниже их эффективная пористость и, следовательно, ниже их проницаемость при равенстве всех других факторов. Ориентировка и упаковка структурообразующих зерен в песчаниках, по-видимому, оказывают слабое влияние на проницаемость в плоскости напластования и значительно большее в вертикальном разрезе, параллельном направлению транспортировки песка [51]. В процессе отложения структурообразующие песчаные зерна располагаются таким образом, что их длинная ось параллельна течению потока и отклоняется вверх по направлению течения на $15\text{—}18^\circ$ к плоскости напластования. Как следствие этого, в системе пор намечается некоторая анизотропия. Слоистость также в сильной степени влияет на проницаемость — в ряде случаев ее влияние может значительно превзойти роль особенностей внутреннего строения песков; связано это с тем обстоятельством, что небольшие перерывы в отложении песков обычно маркируются накоплением пропластков тонкого глинистого ила, обладающего низкой проницаемостью, что соответственно ведет к ухудшению вертикальной циркуляции. Таким образом, соотношения зерен в каркасе песков, характер слоистости могут служить причиной уменьшения проницаемости в вертикальном направлении по сравнению с горизонтальным, тогда как ориентировка зерен ведет к появлению слабой анизотропии проницаемости в плоскости напластования. Вследствие этого проницаемость относится к числу свойств, зависящих от направления и может быть достаточно конкретно выражена с помощью трехосного эллипсоида или описана математически как тензора

+++

По имеющимся данным, в современных песках проницаемость составляет от 10 до 100 дарси. Но в более консолидированных песчаниках величины выше 1—2 дарси необычны и многие песчаники — коллекторы нефти — характеризуются проницаемостью от нескольких единиц до нескольких сотен миллидарси. Статистическое распределение величин проницаемости в породах-коллекторах, особенно для одних и тех же пластов в пределах нефтяной залежи, имеет тенденцию подчиняться логнормальному закону, тогда как для пористости характерно нормальное распределение. Более того, изменчивость проницаемости гораздо выше, чем пористости (фиг. 3-13), и может варьировать весьма заметно по вертикали сантиметр за сантиметром.

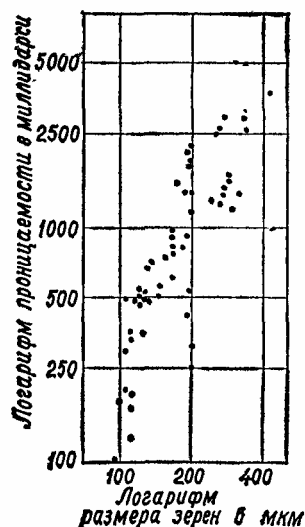
Из фиг. 3-13 также очевидно, что в песчаниках-коллекторах можно наблюдать хорошую корреляцию между эффективной пористостью и проницаемостью. Для определения проницаемости существует уравнение Козени—Кармана [см. 75].

$$K = \frac{a^2}{5Sv}$$

где Sv — удельная поверхность, соприкасающаяся с жидкостью (поверхность соприкосновения с жидкостью на единицу объема твердой фазы), a — основание натуральных логарифмов. Уравнение Козени—Кармана отчасти объясняет причину зависимости проницаемости от эффективной пористости, особенно в неконсолидированных песках.

Фиг. 3-14 Зависимость проницаемости от размера зерен в песчанниках Бентгейм.

Нефтеносный район Шерхорн близ Лингена, ФРГ. Уравнение регрессии имеет вид: $\lg y = -2,1007 + 2,221 \lg x$, где y — проницаемость в миллидарси, а x — размер зерен в миллиметрах. Диаграмма зависимости основана на небольшой выборке данных по фиг. 49 из работы Энгельхардта [17].



В первом приближении проницаемость прямо пропорциональна пористости и обратно пропорциональна квадрату удельной поверхности. ⁱ Уравнение Козени—Кармана позволяет также понять причину меньшей проницаемости тонкозернистых песчаников или алевритов с эффективной пористостью, идентичной таковой в крупнозернистых песчанниках;

по мере уменьшения размера зерен удельная поверхность возрастает, что соответственно ведет к росту сопротивления потоку (фиг. 3-14).

Чем же объяснить тот факт, что проницаемость песчаников характеризуется гораздо большей изменчивостью, чем их пористость? По-видимому, имеются две главные причины. Конкретная величина пористости не отражает ни сопротивления мелких неровностей на стенках пор потоку жидкости, ни длину пути, который должна преодолеть жидкость между двумя любыми точками песчанника. Изменение одной или обеих величин может привести к изменению проницаемости без каких бы то ни было перемен в значениях пористости. Следствием этого и является больший разброс величин проницаемости по сравнению с пористостью.

Уравнение Козени-Кармана также может пролить свет на большую изменчивость проницаемости по сравнению с пористостью в пространстве. Например, при постепенной цементации происходит уменьшение как удельной поверхности, так и пористости, причем их уменьшение осуществляется, видимо, с разной скоростью и проницаемость, будучи обратно пропорциональной квадрату удельной поверхности, меняется в более широком диапазоне, чем пористость. Фон Энгельхардт и Питтер [18] приводят большое число количественных данных по соотношениям между пористостью, проницаемостью и величиной зерен. Фон Энгельхардт [17] опубликовал полное исследование пористости, характеристик проницаемости и химического состава заполнения поровых систем в осадках. Исследование Шейдеггера [75] характеризуется большим уклоном в сторону математического аспекта этой проблемы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Adams W. L., Diagenetic aspects of Lower Morrowan, Pennsylvanian sandstones, northwestern Oklahoma, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 48, 1568—1580, 1964
- 2 Alien J R. L., Petrology, origin and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shrophire, England, Journ. Sed. Petrology, 32, 657—697, 1962.

Глава 4 ЭСАДОЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ И

СЛОИСТОСТЬ

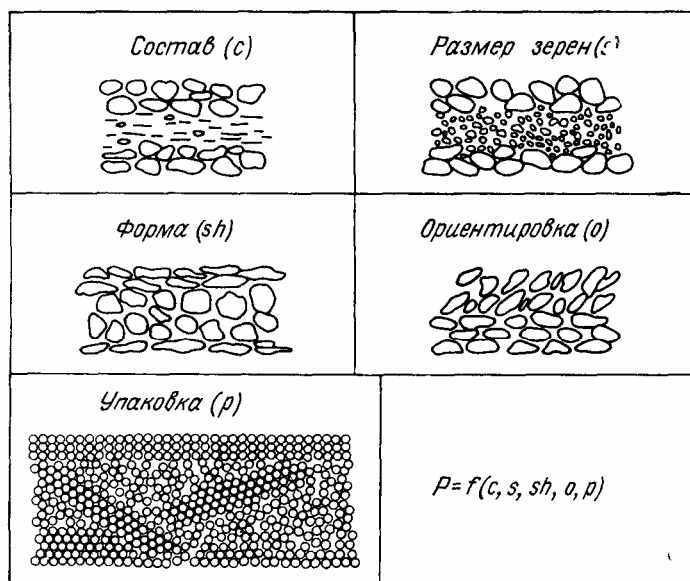
ВВЕДЕНИЕ

Подобно структуре и составу осадочных пород, текстуры и слоистость отражают сущность осадочного процесса. Обе особенности фиксируются изменениями размеров зерен и в меньшей степени изменениями минералогического состава (фиг. 4-1). Поскольку подавляющее количество текстур можно наблюдать невооруженным глазом, их изучение имеет столь же длительную историю, как и сама геология и, следовательно, основные представления сложились по наблюдениям за древними осадками. Только сравнительно недавние исследования материала горных потоков и современных осадков способствовали значительному прогрессу в изучении текстур. Текстуры использовались: 1) как признак для определения факторов и обстановки осадконакопления; 2) для определения стратиграфической последовательности путем установления кровли и подошвы пластов; 3) для картирования систем палеотечений; 4) для выяснения характерных особенностей режима потоков и 5) для оценки химических изменений после отложения осадка.

Следовательно, надо признать очевидным, что изучение текстуры осадков столь же важно в исследовании песков и песчаников, как изучение их структуры и минералогического состава. Но в отличие от структур и минералогического состава текстуры осадков, как правило, можно изучать только в обнажениях и в кернах. Так как текстура наглядно проявляется во взаиморасположении (ориентации) большого количества зерен (от 10^6 до 10^{10}), микроскопическое изучение здесь почти бессмысленно.

Изучению текстур осадочных пород посвящена обширная литература. Наиболее крупные монографии служат показателем современного интереса к осадочным текстурам, особенно к текстурам течения и к возможности использования их для анализа палеотечений и выяснения режима потоков. Поскольку эти сведения обобщены в ранее опубликованных трудах, мы ограничиваемся цитированием самых последних работ, а из более ранних работ только тех, которые стали классическими. Читатель может обратиться к таким обобщающим трудам, как сводка Широка [60] по использованию текстур для распознавания стратиграфической последовательности, а также работы Хабарова [38], Петтиджо-на и Поттера [48], Гублера и др. [24], Конибира и Крука [10], в которых рассмотрено все разнообразие текстур. Дзулински и Сандерсом [16], Дзулински и Уолтоном [17] детально описаны признаки подошвы пластов песчаников. Аллен [3] описал знаки ряби течений и текстуры, возникающие при их миграции. Связи первичных текстур течений с гидродинамикой посвящены труды симпозиума [46].

В нашу задачу не входит описание текстур осадочных пород вообще. Цель состоит в обобщении всего, что известно о текстурах, характерных для песчаников.



Фиг 4-1. Слоистость как результат различных сочетаний состава, размера, формы, ориентировки и упаковки зерен ([61], с изменениями).

Следует заметить, что некоторые текстуры, такие, как знаки ряби и косая слоистость, легко распознаются и в древних, и в современных песках. Другие же, вроде подошвенных знаков, примером которых являются следы струй течений, наблюдаются только в древних песчаниках на границах их поверхностей напластования: неуплотненный характер современных песков препятствует изучению нижних поверхностей песчаных слоев.

Текстуру нельзя определить с той же точностью, с какой определяют геометрически правильные тела вроде куба или цилиндра. В общем при описании текстур, так же как и при описании живых и ископаемых органических форм, существо предмета лучше всего передает зарисовка.

Известны четыре крупные группы осадочных текстур (табл. 4-1):

1) *текстуры течений*, возникшие под действием потоков воды и воздуха и даже движений льда, если в последнем случае переносились и отлагались осадки; 2) *деформационные текстуры*, образовавшиеся вскоре после отложения осадка перед его консолидацией в основном в результате оползания и оседания, а также в результате истечения жидких и газообразных флюидов; 3) *биогенные текстуры*, такие, как следы ползания, волочения, ходы животных, отпечатки, оставленные растениями, и 4) *хемогенные текстуры*, связанные с химическими процессами в ходе литификации песков и после нее. Текстуры течений, деформационные и большинство биогенных возникают на ранней стадии отложения песков перед эффективной их консолидацией, но действительно первичными являются лишь текстуры течений. В основном эти текстуры используются для распознавания древних обстановок осадкообразования и картирования систем палеотечений. Практически все текстуры течений и многие деформационные и биогенные могут образовываться в течение часов и даже минут. Химические текстуры развиваются в течение более длительного времени, возможно за сотни или тысячи лет. Безусловно, некоторые текстуры являются совмещением более чем

ТЕКСТУРЫ ТЕЧЕНИЯ	ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ТЕКСТУРЫ
<i>Отложение</i>	высыхания (слепки трещин усыхания)
фигуры полумесяца в пляжевых песках	извержения (песчаные вулканы и ямки во круг источников)
градационная слоистость	фигуры проникновения (знаки) и внедрения
параллельная слоистость	ударов (брызги, град и углубления от капель дождя)
(линейность на плоскостях напластования)	внедрения (нептунические дайки и силлы)
волнистость песка (знаки ряби и косая слоистость)	оползания (складки, разрывы и брекчия)
волнистость, следы всплесков и прилива	
<i>Эрозия</i>	БИОГЕННЫЕ ТЕКСТУРЫ
каналы	<i>Следы, животных</i>
промоины около препятствий	следы ползания
следы струй	следы питания
следы размыва	следы царапания
<i>Следы предметов</i>	следы прикрепляющихся организмов
следы ударов и отскоков, щетковидные отпечатки острых предметов	следы площадок отдыха
следы перекатывания	<i>Растения</i>
скольжение и борозды	отпечатки
штриховка и борозды	корешки
	ХЕМОГЕННЫЕ ТЕКСТУРЫ
	цементация (псевдокристаллы песка)
	кристаллизация (соли и лед)
	диффузия (полосчатость)
	растворение под давлением (стилолиты)
	замещение (желваки)

одного способа образования и, следовательно, могут быть классифицированы различным образом.

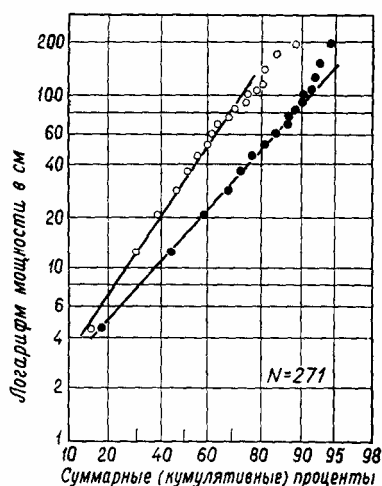
Терминология весьма обширна, если не сказать чрезмерна. Имеется, вероятно, свыше 400 английских наименований для текстур течений и деформаций [48]. Многие биогенные текстур называют по родовым или видовым наименованиям организмов на греческом или латинском языке; для хемогенных текстур терминология более скромная. К счастью, много ценного можно узнать при изучении осадочных текстур без привлечения избыточной терминологии, хотя исследователю, посвятившему себя дальнейшему изучению данного вопроса, необходи-

[] мо познакомиться ближе с пособием по терминологии Петтиджона и Поттера [48].

Цель данной главы состоит в тщательном обобщении того, что известно о «геометрии» и возможностях использования текстур осадочных пород; процессы их образования — течения, химические и реологические процессы в основном описаны в гл. 9.

ТЕКСТУРЫ ТЕЧЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИИ

Слоистость. Обзор большинства осадочных текстур сразу же выявляет возможность их определения и классификации как разновидностей йлойстота. В данной работе в основу описания текстур положены форма и геометрия, причем текстур описываются по четырем группам (табл. 4-1). Генетические аспекты слоистости и связанные с ней текстур рассмотрены в гл. 9.



Фиг. 4-2. Близкое к логнормальному распределение мощностей турбидитных песчаных слоев [53].

Независимо от характера распределения (логнормальное оно или нет) наблюдается сильная асимметрия в распределении слоев малой мощности.

Внешняя форма. Слоистость пород исследуется и описывается в течение многих лет. Тем не менее попытки классифицировать ее обычно оказывались безуспешными, поскольку не удалось разработать рациональных основ описания. Видимо, лучшими обобщающими работами можно считать статьи Бокмана [4] и Кемпбелла [8]. Бокман определил прослой как наименьший различимый единственный слой частиц в осадке. Толщина его может варьировать от микроскопической в алевритовых осадках до нескольких сантиметров в грубом гравии. Повторяя Отто [47], Бокман определил *слой*, или *седиментационную единицу*, как «толщу осадков, которая, по-видимому, была отложена при сравнительно постоянных физических условиях». Отто считал, что могут иметь место случайные отклонения от среднего, поэтому он ввел в определение фразу «при сравнительно постоянных физических условиях». *Пачка* — это литологическое подразделение, состоящее из двух или более последовательных слоев одинакового литологического состава. Все три термина относительны, и в них никак не отражено понятие о мощности.

Что же следует относить к числу основных свойств слоя? Очевидно, мощность и латеральную протяженность. Было несколько попыток учесть мощность в определении слоя. Понятие латеральной протяженности — это один из аспектов проблемы определения мощности. Некоторые слои выдерживаются без заметного изменения мощности даже в больших обнажениях, тогда как другие, например знаки ряби, вы-клинивания и раздувы (волнистая и флазерная слоистость), сходят на нет [51].

Слоистость, как и прочие свойства горных пород, доступна измерениям, особенно в вертикальных разрезах. Измерение толщины отдельных слоев является элементарной частью всех стратиграфических исследований. Мощность слоя связана с емкостью потока — более сильные течения порождают более мощные слои и обычно более грубозернистые по составу. Мощности многих напластований, по-видимому, распределяются по логнормальному закону (фиг. 4-2) и практически все являются сильно асимметричными в отношении более тонких слоев. Келли [37] предложил индекс стратификации, получаемый путем умножения числа слоев на 100 и последующего деления на замеренную мощность разреза. Этот индекс не получил широкого распространения и по сути является эквивалентом средней мощности слоев. Бокман [5] предложил геометрическую *Q-шкалу* для облегчения статистических расчетов. Геометрическая шкала, подобная шкале Бокмана, имеет целью

Таблица 4-2 Классификация первичных осадочных текстур [48]

СЛОИСТОСТЬ, ВНЕШНЯЯ ФОРМА

1. Слои равной или почти равной мощности; слои с одинаковой мощностью по простиранию; слои непрерывные
2. Слои неравной мощности; слои с одинаковой по простиранию мощностью; слои непрерывные
3. Слои неравной мощности; слои с меняющейся по простиранию мощностью; слои непрерывные
4. Слои неравной мощности; слои с меняющейся по простиранию мощностью; слои прерывающиеся

СЛОИСТОСТЬ, ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКСТУРА

1. Массивная (бестектурная)
2. Плитчатая (горизонтальная и косая)
3. Градационная
4. Черепично-слоистая и другие ориентированные внутренние текстуры
5. Текстуры разрастания (строматолиты и др.)

СЛОИСТОСТЬ С ОТПЕЧАТКАМИ НА ПЛОСКОСТЯХ НАПЛАСТОВАНИЯ

1. На подошве пласта
 - а) знаки внедрения (слепки знаков внедрения)
 - б) текстуры течения (следы размыва и следы, оставленные предметами)
 - в) следы, оставленные организмами (ихнофоссилии)
2. Внутри слоя
 - а) линейное расположение зерен
 - б) следы, оставленные организмами
3. На кровле пласта
 - а) знаки ряби
 - б) следы эрозии (следы струй, полумесяцы, образованные течениями)
 - в) углубления и мелкие отпечатки (капель дождя и пузырей)
 - г) трещины усыхания, слепки трещин усыхания, слепки кристаллов льда и соли
 - д) следы, оставленные организмами (ихнофоссилии)

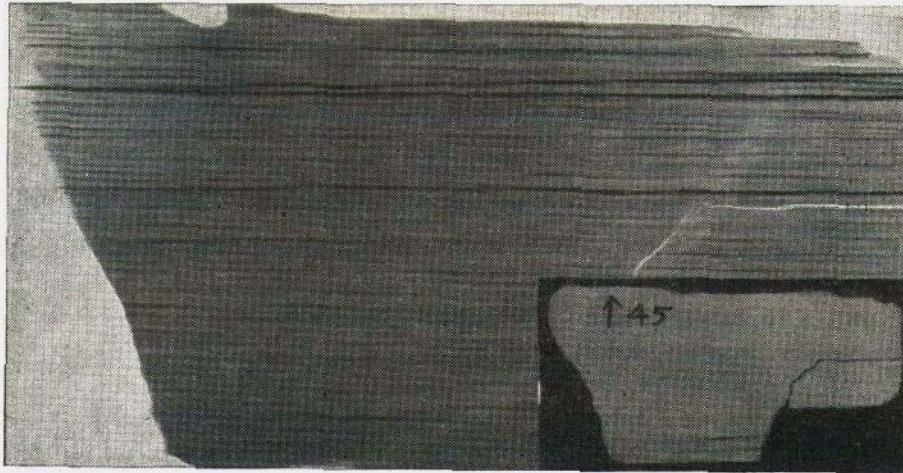
СЛОИСТОСТЬ, ДЕФОРМИРОВАННАЯ СИНХРОННЫМИ ПРОЦЕССАМИ

1. Текстуры проникновения и внедрения (шаровые и подушечные текстуры, слепки знаков внедрения)
2. Конволютная слоистость
3. Текстуры оползания (складки, разрывы, брекчия)
4. Текстуры внедрения (дайки песчаников и т. д.)
5. Текстуры органического происхождения (следы роющих организмов, «взрыхленные» слои и т. д.)

нормализовать первоначально асимметричное распределение мощностей, подобно тому как используется ср-шкала для анализа функций распределения размеров [18].

Как и в случае любого статистического распределения, для определения какой-либо отдельно взятой слоистой толщи необходимо вычисление среднего, моды и какой-то меры дисперсии. Вертикальные профили слоистости (ритмограммы) использовались для точной корреляции или выявления цикличности [14]. Замечательный успех был достигнут при изучении ледниковых ленточных глин и эвапоритов. Ритмограммы можно также использовать для корреляции фаций при отсутствии хороших маркирующих слоев, таких, например, как турбидиты.

Четыре типа слоистости в табл. 4-2 отражают постепенный переход от максимальной упорядоченности (однопорядковая мощность внутри и между слоями) к минимальной упорядоченности (варьирующая мощность внутри и между слоями плюс нарушение сплошности слоев). Это соответствует переходу от относительно стабильных к очень изменчивым условиям потока — от отложения без видимой эрозии к отложению с заметно развитыми эрозией и намывами.



Фиг. 4-3. Тонкозернистый слоистый песчаник в рентгеновских лучах и в обычном свете [27].

Внутренняя организация и текстура. Внутри слои могут быть 1) массивными или бестектурными; 2) строго «горизонтально-слоистыми», со следами диагональной или косой слоистости; 3) градиационными; 4) черепично-слоистыми или 5) с зональной слоистостью («слоистостью роста»), обусловленной ритмичным осаждением или деятельностью организмов, например в строматолитах. Все эти разновидности текстур встречаются в песках, хотя водорослевые строматолиты там очень редки Г 131

Массивная слоистость по внешнему виду как будто не имеет внутренней текстуры. Такое отсутствие текстурных признаков может быть обманчивым, как показали Хемблин [27] и др. (фиг. 4-3). Слои действительно массивных песков, видимо, очень редки, и это к лучшему, ибо в случае широкого их распространения мы бы неизбежно встретились с трудностями объяснения этого явления.

Плитчатая слоистость встречается умеренно часто, и многие слоистые толщи такого типа представляют собой прекрасные плитняки (фиг. 4-4). В небольшом количестве рассмотренные разновидности встречаются во многих песчаных толщах и характерны практически для каждой макрофациальной обстановки. Обязано ли их происхождение слабым или сильным течениям, еще до конца не раскрыто.

Косая слоистость — одна из самых характерных текстур песчаников. Эта текстура, известная также под названием слоистости течений, перекрестной слоистости, перекрестно-параллельного наслоения, диагонального или наклонного напластования, доступна наблюдению как в древних, так и в современных песчаниках. Как было определено выше, эта текстура относится к одинарной седиментационной единице с характерной внутренней слоистостью, называемой первоначальной слойчатостью, наклонной к основной поверхности осаждения осадка. Такое определение является узким и исключает из этой группы наклонные слои осыпей, отложения с латеральным наращением, например оползневые склоны, склоны меандровых баров, равно как и другие напластования с большим начальным наклоном (например, в фронтальной части дельты, растущей в сторону бассейна), а также с пологим углом напластования (например, осадки, формирующиеся при прогрессирующем перемещении линии пляжа).

Фиг. 4-4. Плиточная слоистость тонкозернистых пород формации Саппингтон (возраст девон—миссисиппий).

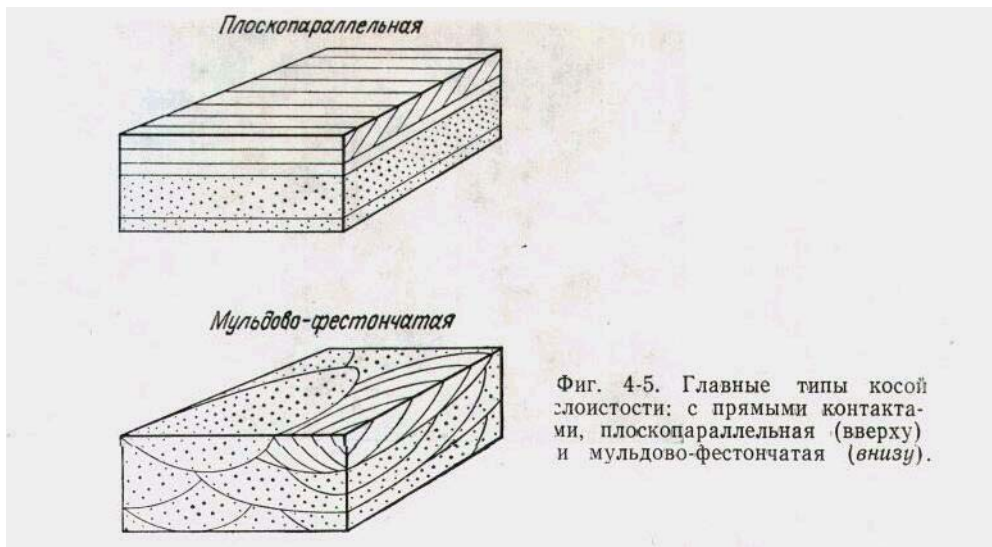
По плоскостям напластования наблюдается слабая линейная отдельность (округ Бродуотер, Монтана, США).



Предложено несколько классификаций косо́й слоистости в зависимости от геометрии текстуры; наибольшее распространение получила классификация Мак-Ки и Уира [45]. Аллен [1] выделяет около пятнадцати разновидностей песчаников. В действительности применять все эти классификации практически невозможно в связи с тем, что обнаженность редко бывает достаточно полной или совершенной для необходимых замеров косо́й слоистости и установления ее класса. В небольших обнажениях трудно даже отличить, из каких прослоев, плоскопараллельных или мульдообразных, образовано косо́слоистое чередование (фиг. 4-5).

Какого рода результативные наблюдения можно сделать в случае косо́слоистой текстуры? Обычно наблюдателю доступны либо вертикальный разрез косо́слоистых пачек, либо обнаженная плоскость пласта. Вертикальное сечение может быть ориентировано самым произвольным образом по отношению к направлению косо́й слоистости. Наиболее представительным, вероятно, является продольный разрез, особенно если он параллелен направлению потока. В таком сечении можно иногда наблюдать *параллельный* или *сходящийся* характер поверхностей, ограничивающих косо́слоистую пачку, прямолинейную или изогнутую форму передовых слоев и *касательное* сочленение их с подошвой пласта или под углом. Можно также определить масштаб косо́й слоистости, соответствующий мощности повторяющихся пачек (фиг. 4-6 и 4-7). Мощность косо́слоистых пачек варьирует от 1—2 см (малый масштаб) до 30 м и более (крупный масштаб). В большинстве песчаников средняя мощность составляет от 15 до 60 см. Исследователь может также измерить угол между двумя плоскостями: между поверхностью верхней границы косо́слоистой пачки и плоскостью передового слоя. Этот угол часто называют *углом естественного откоса* или *углом наклона*; это определение очень приблизительное, не строгое. Самым важным является измерение азимута падения плоскостей передовых слоев, который, как представляется, отвечает направлению потока. В тектонически наклоненных слоях, когда наклон передовых слоев и наклон напластования "измерены, азимут течения определяют внесением поправки на тектонический наклон — с помощью стереографической проекции, или путем вычисления.

Вертикальные сечения, перпендикулярные направлению потока, дают мало информации, за исключением случая мульдовой косо́й слоистости. В этом случае можно измерить высоту наибольшего прогиба (максимальную мощность пачки), а также ширину «мульды», чтобы по-

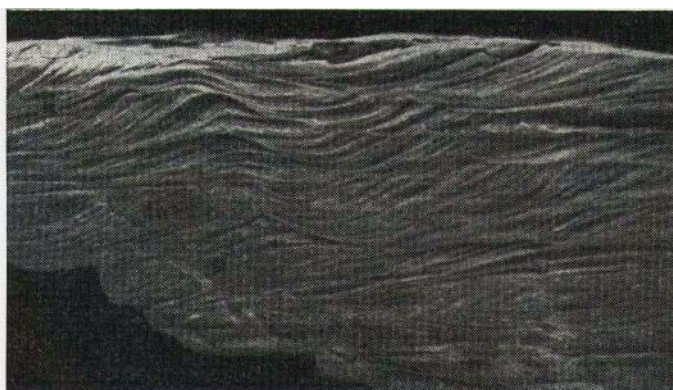


Фиг. 4-5. Главные типы косої слоистости: с прямыми контактами, плоскопараллельная (вверху) и мульдово-фрестончатая (внизу).

лучить отношение ширины к высоте. В большинстве случаев отношение ширины к высоте, по-видимому, сохраняется постоянным независимо от масштаба.

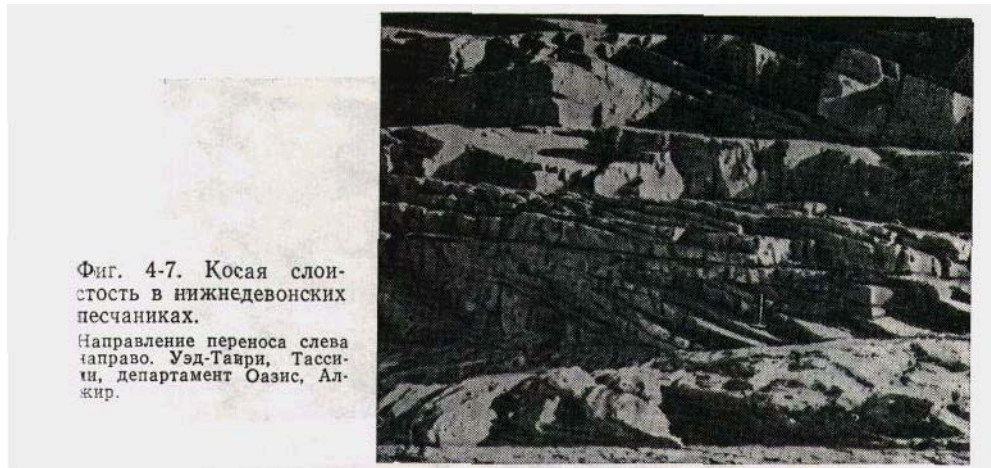
Наиболее информативными оказываются разрезы по напластованию, особенно в случае мульдовой косої слоистости с изогнутыми контактами. В таких сечениях представляется возможным определить биссектрису контура мульды, иными словами, направление потока. Сечения в плоскости напластования наиболее пригодны для определения отличий между мульдообразной косої слоистостью и обычными плоскопараллельными пачками. Контурные границы передовых слоев на горизонтальной плоскости заметно искривлены в случае мульдообразной косої слоистости, а в случае чередования плоскопараллельных косослоистых серий следы границ прямые или почти прямые.

Важно также фиксировать взаимоотношения между косослоистыми пачками. Они могут быть наложены одна на другую. Обычно одна пачка отделена от следующей простым слоистым пластом. Последний может быть в действительности верхним или нижним слоем пачки, который кажется горизонтальным в обнажении, но на самом деле наклонен вверх по течению потока под очень небольшим углом. Волнистая косої слоистость является собой особый случай. Перекрывание с некоторым сдвигом по фазе и равномерным смещением знаков ряби образует то, что



Фиг. 4-6. Мелкомасштабная косої слоистость вблизи от кровли тонкозернистого турбидитного слоя.

Палеоценовый флиш около восточного окончания пляжа Сан-Тельмо, провинция Васконгадас, Испания.



Фиг. 4-7. Косая слоистость в нижнедевонских песчаниках.
 Направление переноса слева направо. Уэд-Таври, Тассис, департамент Оазис, Алжир.

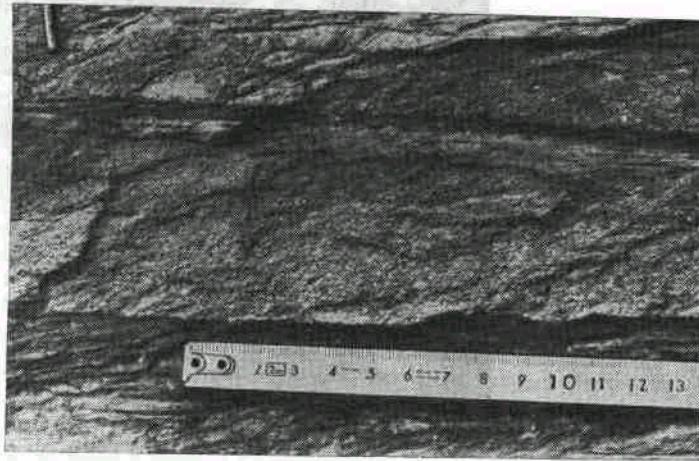
получило название «подскакивающей ряби» или «волнистой слоистости со смещением».

Косая слоистость может быть деформирована во время отложения в результате смятия неуплотненного осадка или бокового давления при тектонических подвижках. Нормальная, почти синхронная, деформация проявляется в перемещении пачки за пачку, а в некоторых случаях даже в их опрокидывании; тектоническая деформация приводит к за-прокидыванию пачек или их сплющиванию, а также другим нарушениям [50].

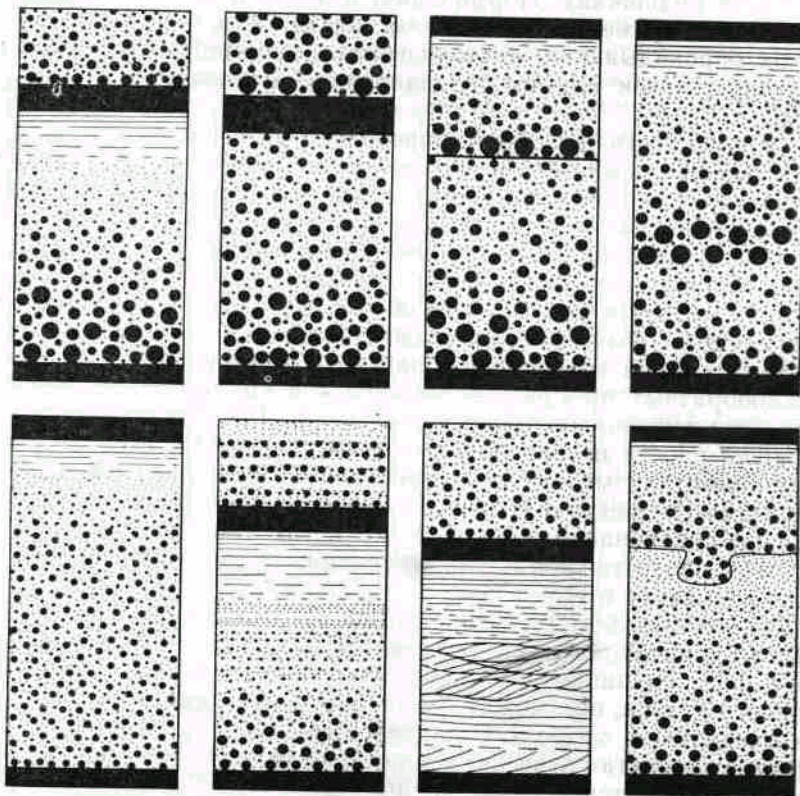
Косая слоистость, как было определено выше, представляется результатом миграции как бы волны песка вниз по течению. Самая мелкая по масштабу косая слоистость — продукт миграции знаков ряби. Слоистость большинства песчаников руслового генезиса образована миграцией субаквальных «дюн», представляющих текстуры среднего масштаба. Крупномасштабная косая слоистость образуется в результате миграции крупных дюн, субаквальных или эоловых. Такие факторы, как масштаб, угол наклона, тангенциальность или ее отсутствие, плоскопараллельный или мульдообразный характер слоистости, размеры мульдообразных прогибов и отношение в них высоты к ширине, в какой-то мере изучены, но до конца не поняты [35, 28].

В нашей работе не приводятся какие-либо определенные критерии (ни экспериментальные, ни теоретические, ни эмпирические), помогающие связывать геометрию косой слоистости с каким-либо агентом или обстановкой осадконакопления. Все же косая слоистость очень ценна для анализа палеотечений и для палеогеографической интерпретации, о чем сказано далее в этой главе.

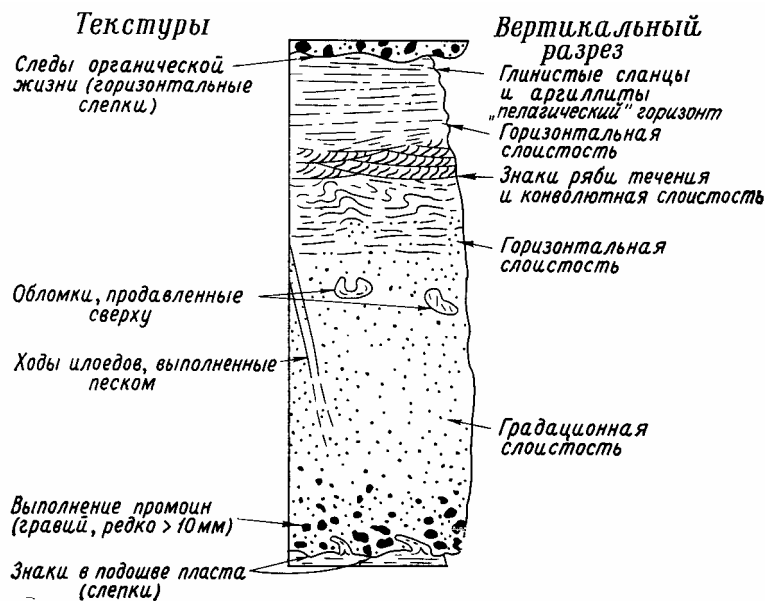
Традиционная слоистость определяется уменьшением размера зерен снизу вверх в пределах слоя; выделяется несколько ее разновидностей (фиг. 4-8, 4-9). Градационная слоистость образуется при отложении из затухающего потока, она может иметь масштаб от сантиметров или менее до нескольких метров. Отсортированный материал может быть представлен алевритами, песками или даже гравием. Как правило, чем крупнее материал, тем больше мощность толщи. Вообще, наилучшим образом отсортированы пачки песчаников, чаще граувакковых, мощностью от нескольких сантиметров до метра. Более мощные пласты, видимо, сложно построены. В ритмических толщах отмечается логнор-мальное распределение мощностей. Ритмичные пачки, как правило, характеризуются четкой внутренней сменой текстур по вертикали, кото-



Фиг. 4-8. Градационная слоистость.
Архейские турбидиты, озеро Миннистаки, Онтарио, Канада. Фото Уокера.



Фиг. 4-9. Разновидности градационной слоистости [41].



Фиг. 4-10. Идеализированный цикл осадочных текстур в турбидитном слое [65].

рая, подобно размерам зерен, отражает затухающий характер потока (фиг. 4-10). Обычно ритмичная смена зернистости обнаруживается в мощных разрезах незрелых песчаников (граувакк) геосинклинальных областей. Здесь плотные или мутьевые потоки (взмученные смеси глинистого или песчанистого материала с водой), по представлению большинства седиментологов, периодически устремляются вниз по склону и переносят песок в глубоководные части бассейна, где обычно скапливаются только тонкоомученные осадки. В противоположность косоугольной слоистости ритмичные слои, отложившиеся из мутьевых потоков, могут достигать большого распространения по площади, отдельные их пачки коррелируются на многие километры.

Признаки и текстуры поверхностей напластования. При тщательном изучении на плоскостях напластования многих песчаников обнаруживается присутствие целого ряда текстурных признаков. Они могут быть подразделены по их местоположению на приуроченные к *основанию* пласта или подошве, к *верхней части* пласта, а также плоскостям промежуточных пропластков *внутри* слоя.

Подошвенные знаки являются характерной особенностью нижней части пластов песчаников и некоторых известняков, залегающих на алевролитах или сланцах (табл. 4-3). Эти знаки известны давно, но лишь недавно их стали активно изучать. Большинство этих текстур «не-гитивные», т. е. «слепки» вмятин или неровностей, первоначально существовавших в илистом осадке, на котором отложился песчаный материал. Эти текстуры порождаются: 1) действием течений на поверхность глини и илов, 2) неравномерной нагрузкой на мягкую гидропластичную илистую массу, 3) деятельностью организмов на поверхности плоскостей напластования.

Хотя «подошвенные знаки» встречаются почти во всех песчаных толщах, они особенно свойственны осадкам мутьевых потоков и служат хорошим показателем характера потока.

Из всего разнообразия текстур, созданных деятельностью течений, более других распространены *следы струй течения*, формирующиеся

**Знаки неорганического происхождения и текстуры деформации
на нижней поверхности пласта**
(по Поттеру и Петтиджону [49], с изменениями)

Факторы	Процесс	Название структуры
Течения	Действие потока	Следы струй течения (слепки)
	Воздействие движущихся предметов на поверхность дна:	Следы, оставленные предметами
	а. Волочение	Следы волочения (слепки борозд и штриховки)
	б. Сальтация	Следы прыжков, щетковидные знаки и следы острых предметов
Гравитация	в Перекатывание	Следы перекатывания
	Неизвестен	Каналы
	Неравномерная нагрузка	Слепки внедрения (слепки знаков внедрения)
Насыщение водой	Проникновение (тиксотропные трансформации)	Шаровые и подушечные текстуры
	Оползание	Следы оползания (и слепки), складки оползания, разрывы и брекчия
В аимодействие сложных течений и гравитации	Внедрение и другие процессы	Песчаные дайки и силлы; песчаные вулканы, грязевые вулканы
		Конволютная слоистость

на поверхности в какой-то мере уже уплотненного ила путем заполнения ее неровностей песком. Так образуются выпуклые отпечатки или *слепки струй* течения на нижней стороне перекрывающих песчаных пластов (фиг. 4-11, 4-12).

Слепки струй течений представляют собой субконическую выпуклую неровность, одно из окончаний которой имеет округлую луковиче-образную форму и ориентировано вверх по течению. Другое расширяется и постепенно сливается с поверхностью слоя. Такие текстуры называют также слепками борозд, эрозионных промоин, струй течения, желобков завихрений и турбоглифы. Размеры слепков борозд размыва варьируют от нескольких сантиметров до 1—2 м в длину. Единичные борозды размыва редки; чаще всего они встречаются сериями, в которых расстояние между отдельными бороздами сильно варьирует; в некоторых случаях борозды размыва могут даже перекрывать одна другую. Вообще, текстуры струй течения характерны для последовательных наслоений песчаников. Иными словами, если условия отложения были благоприятными для образования одного слоя песков с текстурами струй течения, они могли продолжаться и на протяжении формирования целой серии слоев.

Форма слепков струй течений может быть разной. Слепки одной серии более или менее сходны. Некоторые из них бывают удлинненными, относительно узкими образованиями, другие имеют более широкую дельтообразную форму. Слепки могут быть симметричными или менее правильной формы, обычно заканчивающейся изогнутым «клювом». Очевидно, имеются переходные формы от хорошо образованных слеп-

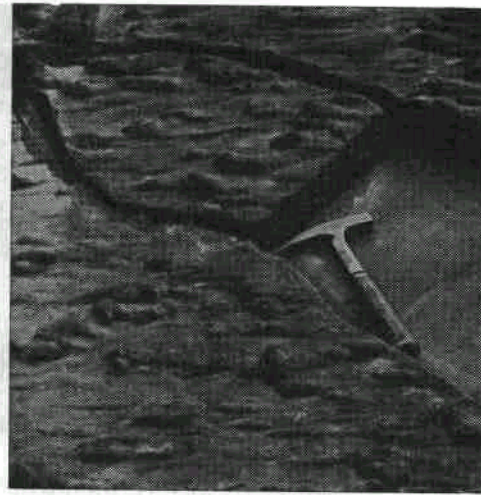
ков струй течения к менее правильным следам поперечных промоин и к сравнительно слабо выраженным сильно удлиненным следам борозд.

Текстуры менее правильной формы похожи на слепки знаков внедрения, но обнаруживают явные следы эрозионного происхождения, прорезая подстилающие глинистые или алевритовые илы. Слоистость может быть избирательно эродирована, так что песчаный материал выполнения лежит как бы на «террасах», со скульптурными следами струй течения. Наоборот, в слоях, содержащих слепки фигур внедрения, не наблюдается срезания слоистости, но зато здесь отмечается ее деформация вследствие искривления образований этих фигур. В некоторых случаях материал, выполняющий слепки струй течения, сам является причиной нагрузки и деформации под действием веса. Такие слепки струй течения с деформацией представляют собой хороший пример гибридных текстур — тип, который трудно поддается классификации.

Хотя знаки струй течений могут иногда сочетаться с бороздами, это нельзя считать обязательным. Вообще же они взаимно исключают друг друга.

Текстуры струй течения, видимо, являются результатом локальных вихревых движений. Их размер зависит от размера вихрей, а последний зависит, видимо, от силы течения. Когда сила потока позволяет образоваться одному завихрению, она может порождать и серию таких смерчей. Мало известно о факторах, определяющих размер, форму и расположение знаков струй течения.

Текстуры струй течения — самые распространенные и наиболее информативные подошвенные знаки, порожденные те-



Фиг. 4-11. Фрагмент турбидитного песчаника. Текстура струй течения и линейность течения в опрокинутом пласте терригенной толщи Марнозо (миоцен). Направление течения справа налево. Отмечается дивергенция ориентировки направлений, установленных по струям течения, и направления линейности течения. Близ Марради, Тоскана, Италия.



Фиг. 4-12. Текстура струй течения. Формация Деини-Григс (средний силур), карьер Пенстроуд, Уэльс. Фото Мак-Айвера.



Фиг. 4-13. Отпечатки на поверхности дна.

Формация Денби-Григс,
карьер Пенстроуд, Уэльс.
Отмечаются две серии слепков борозд. Фото Мак-Айвера.

чениями. Их форма служит надежным указателем направления течения потока, и, хотя их образование обязано не только мутьевым потокам, они наиболее характерны для флишевых фаций.

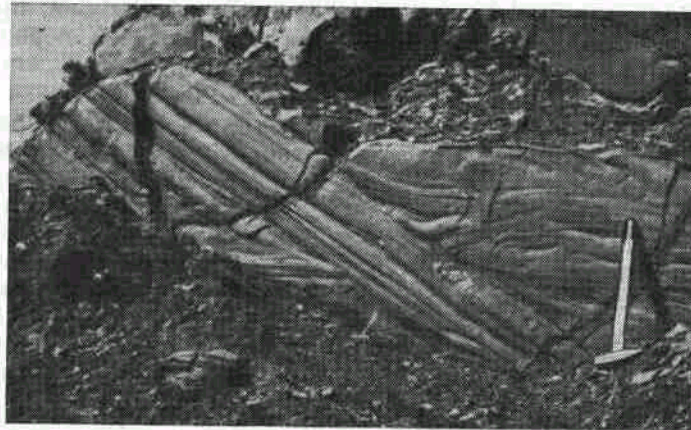
Текстуры, образующиеся за счет вымывающего действия потоков, и следовательно родственные знакам струй течения, имеют серповидную форму и называются в соответствии с немецкой терминологией «подковообразными валиками» (Hufeisenwulste). Действительно, это подковообразные лунки, образованные размывающим действием течения вокруг препятствий, лежащих на поверхности песка. Обычно это выступающие из речного песка гребешки глинистых сланцев.

Слепки борозд [60] — это рельефные, прямолинейные, округленные или заостренные выступы нижней поверхности некоторых пластов песчаников. Они особенно характерны для песков мутьевых потоков. Предполагается, что эти борозды образуются в результате выполнения песчаным материалом соответствующих углублений в подстилающих сланцах (первоначально глинистых илах). Они и были названы «бороздами ила» Холлом [25], который наблюдал эти образования в девонских породах штата Нью-Йорк. Эти формы были также названы «знаками волочения» и «слепок волочения», поскольку предполагалось, что их образование вызвано волочением предметов по дну [42].

Слепки борозд редко встречаются поодиночке; обычно они образуют серии, и часто две серии борозд пересекаются под острыми углами на одной и той же поверхности (фиг. 4-13). Каждый отдельный выступ измеряется одним-двумя миллиметрами, редко превышает сантиметр. Борозды отличаются замечательной прямолинейностью, в большинстве обнажений нельзя обнаружить ни начала их, ни окончания. Некоторые из борозд осложнены серией микроборозд второго порядка или гребнеобразных микровыступов. В пределах одной серии не наблюдается отклонений или наблюдаются лишь незначительные отклонения в направлении борозд. Слепки борозд могут отмечаться в небольшом количестве или быть многочисленными; более поздние борозды частично стирают более ранние. Слепки борозд следует отличать от знаков или *слепков скольжения* (фиг. 4-14), образовавшихся при движении крупных предметов по дну, например глыб глинистого сланца. Такие скользящие предметы стремятся вращаться или поворачиваться, так что знаки, оставляемые ими, имеют искривленный вид. С другой стороны, обычные борозды, прочерченные многими отдельными предметами, не имеют такого упорядоченного характера. Слепки борозд могут ассоциироваться со слепами следов острых предметов, со следами скачков,

Фиг. 4-14. Многочисленные крупные субпараллельные следы скольжения на подошве почти вертикально залегающего пласта турбидитов.

Флиш Arensica numulitica (зоон) вдоль дороги Зумаха-Гетария (34-й км), провинция Васконгада, Испания.



слепок ударов, следами царапин, но редко с текстурами сто́й течения.

Окончания знаков наблюдаются редко; еще реже удастся видеть около окончаний обломки раковин и другие предметы, которые по-видимому, оставили эти первичные борозды

Слепки борозд наблюдаются только на подошве уплотненных песков, залегающих на сланцах, которые были разрушены выветриванием и обнажили нижнюю поверхность пласта песчаника. Подобно текстурам струй течения, борозды встречаются чаще всего на подошве слоя турбидитных песков и являются наиболее характерными гиероглифами флишевых фаций.

Их происхождение долго оставалось невыясненным. Теперь кажется очевидным, что они оставлены предметами, влекомыми по поверхности дна силой течения и царапавшими относительно твердую глинистую его поверхность. Такая точка зрения подтверждается находками самих предметов (раковин, гравия, обломков отвердевших глинистых пород) у концов борозд, направленных вниз по течению, а также параллельным течению расположением борозд, которое устанавливается с помощью других критериев. Точный характер динамики еще не ясен. Движение многих перемещаемых течением предметов сопровождается постоянным вращением вокруг оси и скачкообразными перемещениями (сальтацией), но для образования борозды необходимы постоянный контакт, даже нажим, и отсутствие вращения при перемещении. Завихрения течения оставляют знаки струй, а не борозды. Какие же УСЛОВИЯ контролируют появление каждой из фигур и какое из двух наиболее вероятно?

'Слепки борозд из-за их распространенности относятся к числу лучших индикаторов палеотечений, особенно если их использовать в сочетании с текстурами, указывающими направление движения. Если потоки, ответственные за появление этих текстур, были на самом деле мутьевыми или нагруженными взвесью и двигались вниз по склону то интерпретация наблюдаемых текстур затруднительна. В связи с расхождением в направлении пересекающихся групп борозд или отклонением от основного направления в каком-то одном слое в пределах пачки в общем равномерного строения возникают вопросы, касающиеся палеосклона. Ясно, что не все борозды оставлены течениями, двигавшимися вниз по склону.

Как можно видеть из табл. 4-3, имеются и другие знаки или текстуры в дополнение к обычным текстурам течений и слепков борозд.

Сюда относятся следы, оставленные предметами, прерывисто касавшимися дна и теми, которые перекатывались. К первой группе относятся *царапины*, и *следы ударов* острых предметов. Слепки следов ударов и скачков распределены на площади через довольно равные интервалы и оставлены предметами, движущимися скачкообразно. Царапины отличаются от них тем, что контакты с дном случайны и повторяются неравномерно. Более того, они достаточно продолжительны для образования невысоких насыпей рыхлого материала, выталкиваемого вверх двигающимся вперед предметом. Слепки следов, оставленных острыми предметами, как говорит само название, получают в полостях, образованных, например, такими предметами, как пропитавшаяся водой палка, упавшая на дно и с силой воткнувшаяся в него, а затем повернутая в направлении течения и снова свободно подымавшаяся к поверхности. Самая выступающая вниз по течению конечная точка такого знака лежит у конца короткой борозды.

Знаки перекатывания разнообразны. Обычно они наблюдаются в флишевых сериях, похожи на следы колес или обруча, а образовались при перекатывании плоских спирально свернутых раковин, главным образом цефалопод. Все это оставляет характерные «рописи», или следы [57].

Трещины усыхания развиваются в пластичной глинистой массе, которая лсыхает при потере воды. Обычно это явление очень отчетливо наблюдается в илах. Несвязанные зернистые материалы, такие, как пески, казалось бы, не могут давать трещин усыхания. Тем не менее на нижней поверхности пластов некоторых песчаников наблюдается полигональная сетка выпуклых борозд. Такая текстура в действительности образована наложением песка на растрескивающуюся глинистую корку, а песок, заполняющий трещины, стал частью самого покрывающего слоя. При дальнейшем выветривании и удалении глинистого сланца остаются слепки заполнения трещин, «спаянные» со слоем песчаника.

К числу характерных текстур верхней поверхности пласта песчаника относятся знаки ряби, диагональная волновая рябь, ямки и отпечатки в более тонкозернистых песках и алевритах, а также слепка кристаллов льда. В некоторых слоях обычны также биогенные текстуры. Все перечисленные выше знаки могут встречаться и на нижней поверхности пласта.

Исторически сложилось так, что одними из первых наблюдаемых текстур песков и песчаников, о которых больше всего написано, были *рябь* и *знаки ряби*. На эту тему имеется обширная литература, причем описания выполнялись не только геологами, но и специалистами, чьи интересы касались физических сторон процессов переноса зерен, волновых и приборных явлений. Ранние, ставшие классическими, работы написаны геологами Киндлом [39] и Бухером [7]. Среди последних обзорных работ самой исчерпывающей можно назвать труд Аллена [1].

В большинстве ранних работ внимание концентрировалось на форме, или морфологии, знаков ряби, как наблюдаемых в современных песках, так и запечатленных на плоскостях напластования более древних песчаников. За последнее десятилетие интерес переместился на структуру знаков ряби и такие отличительные особенности, как смещение ряби, лучше всего наблюдаемое в поперечном разрезе.

Знаки ряби представляют собой песчаные волны самого малого масштаба, а формирующие их течения значительно слабее, чем те, которые формируют дюны и создают обычную крупномасштабную косую слоистость. Знаки ряби характерны для непластичных зернистых материалов песчаной размерности. **Они** могут развиваться как в кварце-

вых, так и в карбонатных песках, но не образуются в крупнозернистых материалах, таких, как гравий, или в более тонкозернистых — алевритах и глинистых илах.

Разработка классификации знаков ряби была крайне трудоемка в связи с их большим разнообразием и наличием переходных типов. На фиг. 4-15 показана только одна из многих разновидностей ряби. При всех вариациях существуют знаки ряби двух типов: знаки с симметричным поперечным сечением, в основном присущие волнообразующим пульсирующим течениям, и знаки с асимметричным поперечным сечением, образованные однонаправленными движениями ветра и воды. Рябь течений малого масштаба имеет много разновидностей. Они встречаются в определенной последовательности и либо постепенно меняются, либо чередуются друг с другом (фиг. 4-16). Распределение знаков ряби называется *прямолинейным*, если они непрерывны и перпендикулярны течению, или *волнистым*, если, сохраняя непрерывность, они имеют некоторую извилистость. Многие знаки течений не образуют непрерывной картины и разбиты на сжатые с боков серповидные структуры, имеющие U-образную форму в плане. Они называются *серповидными* или *барханоидными* в случае, если их фланги направлены вниз по течению, и *луноподобными*, если они направлены против течения. Несколько признаков, опирающихся на такие параметры, как длина и высота, возможно, позволят разделить ветровые и водные знаки ряби. Поскольку знаки несомненно эоловой ряби редки, если они вообще сохраняются в геологических разрезах, их разграничение не имеет большого значения.

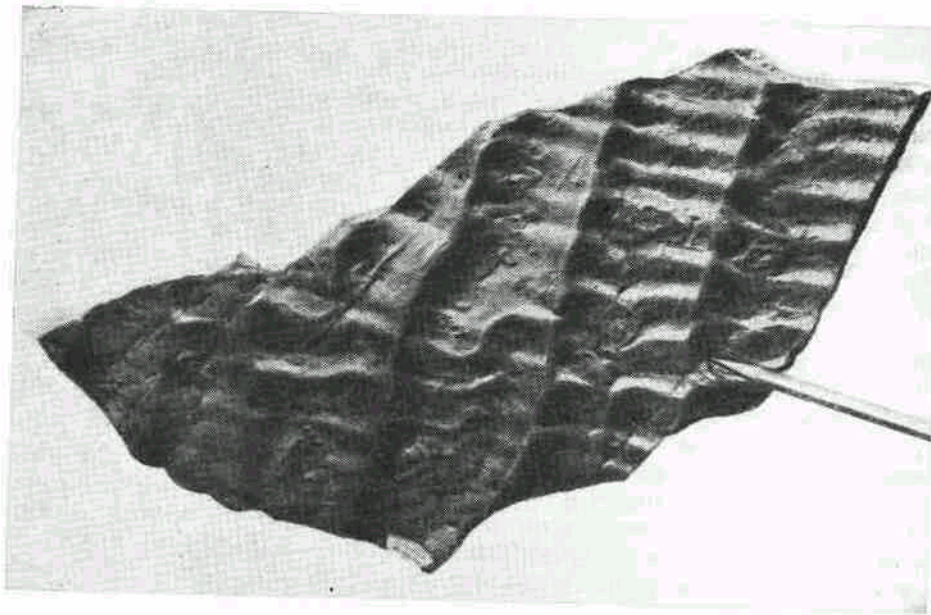
Знаки ряби образуются во всех случаях, когда песок находится в движении, поэтому они встречаются в широком диапазоне обстановок:

от внутриприливной до глубоководной морской. В мелководных морях знаки ряби имеют тенденцию ориентироваться параллельно береговой линии, в этом их палеогеографическое значение. Ориентировку знаков ряби следует систематически фиксировать.

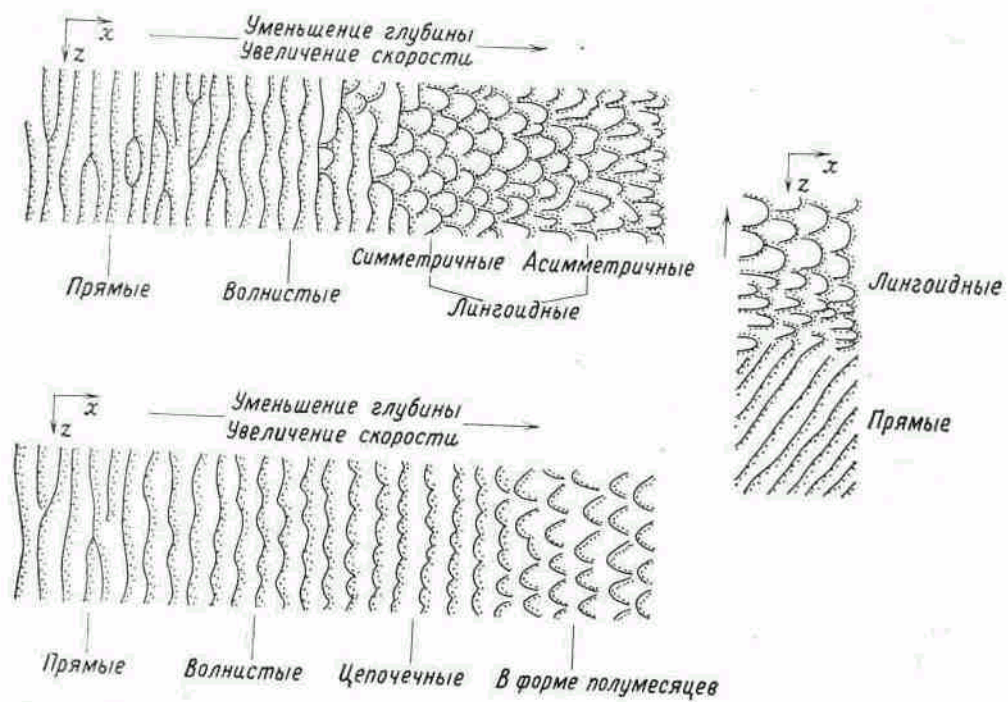
Во многих системах знаков ряби песок транспортировался вверх по склонам, обращенным к потоку, и осыпался вниз по противоположному склону, вовлекая рябь в движение вниз по течению без какого-либо изменения уровня седиментации. Если все же имеется *привнес* песка в данную обстановку, то скорость накопления на противоположных движению склонах возрастает и каждый бугорок ряби взбирается со стороны заднего склона на передний бугорок с образованием карабкающихся бугорков, а также часто косой слоистости дрейфующей ряби [36,63,64].

Морфология знаков ряби варьирует в деталях, причем различается несколько подтипов текстур волновых знаков со смещением. В одном подтипе все отложение происходит на «подветренной» стороне; другой характеризуется отложением как на «наветренной», так и на «подветренной» стороне с отдельными наслоениями, протягивающимися поперек всей системы знаков. Третий подтип характеризуется градиционной сортировкой, когда глинистый материал накапливается во впадинках между знаками ряби, а алеврит и песок накапливаются на «наветренном» склоне. Хотя слои и непрерывны, в этом случае состав слагающего их материала меняется от «наветренной» к «подветренной» стороне. Такой тип ряби со смещением, видимо, характерен для отложений мутьевых потоков [67].

Угол крутизны контролируется отношением скорости выпадения из суспензии к скорости движения осадка по дну. В условиях режима с высоким уровнем воды (гл. 9) осадок перемещается к «подветренной» стороне и угол крутизны невелик [68].



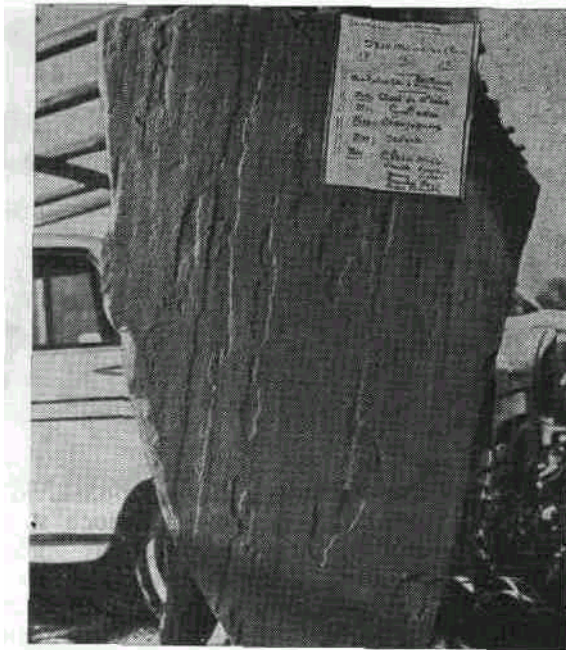
Фиг. 4-15. Ископаемые знаки ряби.
 Санта Хортон, Новая Шотландия (миссисипский возраст), бассейн Минас, Волтон. Отмечаются два
 серии знаков ряби. Фото Югстера.



Фиг. 4-16. Соотношения между различными формами ряби течений и номенклатура [3].

«Ребристо-бороздковая» текстура некоторых песчаников является простым отображением микрослойности, порожденной миграцией серповидных знаков ряби в плоскости пласта. Это случай криволинейной слоистости в миниатюре.

Текстура ряби, как можно видеть в поперечном сечении может быть деформированной. Обычны локальные опрокидывания и перевернутое залегание, в особенности для знаков ряби алевритового и тонкопесчаного сложения. Здесь есть, видимо, некоторая зависимость между деформированным и конволюльным напластованием — последнее, возможно, является крайним производным деформации знаков ряби. Изолированные или угнетенные знаки ряби, которые мигрировали по глинистой поверхности дна, могут создавать впечатление



Фиг. 4-17. Линейность на плоскостях напластования (линейность течения) турбидитных песчаников. Песчаники Анно (олигоцен). Течение параллельно границам раздела. Лист бумаги дает представление о масштабе. Вблизи Пейра-Кава, Приморские Альпы, Франция.

жжения в глинистый слой и являются начальными следами внедрения.

Некоторые толщи песков легко колются по плоскостям напластования и дают очень ровный плитняк. Такие поверхности раздела могут иметь слабо выраженное линейное расположение зерен по направлению течения, которое также называют *первичной линейностью течения*. Обычно поверхность раздела имеет некоторые неровности, как бы остатки прилипшей штукатурки на поверхности слоя. Эти «заплаты» неправильной формы линейно вытянуты в одном направлении и лучше всего видны при сильном косом освещении. К этой текстуре был применен термин «уступчатая линейность на плоскостях напластования» (фиг. 4-17) [44].

Деформации, синхронные слоистости. Вслед за отложением или одновременно с ним перед консолидацией осадка песчаные отложения могут подвергаться деформации. При этом образуются различные текстуры. Последние могут быть связаны с тем или иным из трех различных процессов. Один из них обусловлен движением типа конвекционного и приводит к вертикальному переносу материала. Такое движение возникает благодаря неустойчивости слоистой толщи, например если слой песка отлагается на алеврите или глине менее плотных, насыщенных водой и более тонких. Если подстилающий материал подвергается тиксотропным изменениям (гл. 9) с потерей прочности, может появиться ряд конвективных ячеек, где песок будет перемещаться вниз и возникнет компенсирующее движение алевритового или глинистого материала вверх. Такое движение может быть медленным, быстрым и катастрофическим. Другой процесс деформации является следствием неустойчивости из-за слишком большой крутизны поверхностей осадконакопления. Ре-119



Фиг. 4-18. Вид снизу на небольшие слепки внедрения в подошве тонкозернистых и тонкослоистых песчанников (миссисипеккий возраст), округ Оуэн, Индиана, США.

зультир^ющее движение имеет большую латеральную компоненту, и, следовательно, направление переноса материала будет близко к горизонтальному. При этом происходит либо медленное оползание, либо быстрый обвал или соскальзывание.

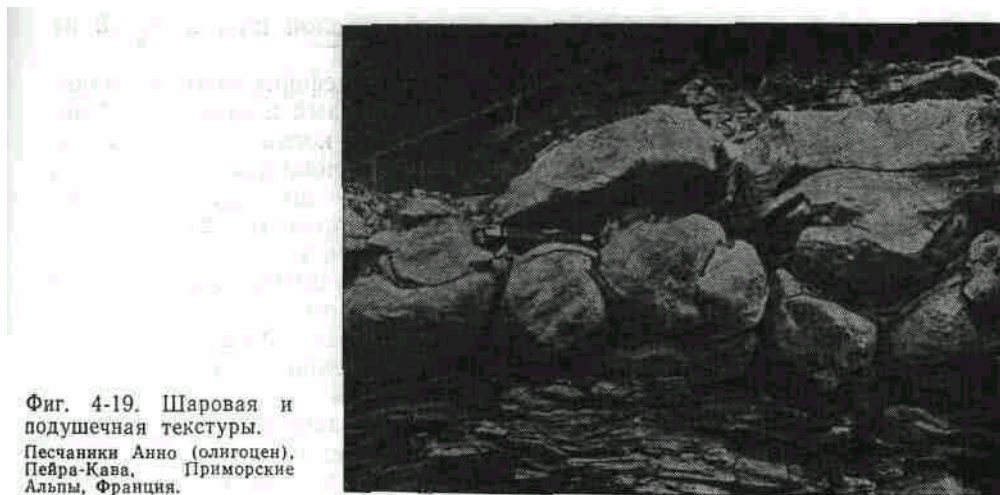
Третий процесс может быть связан с псевдоликвацией песка — развитием «плывунов», способных к внедрению в виде силлов, даек или диа пиров.

Среди разнообразных текстур, связанных с вертикальной усадкой, наиболее распространенными являются *слепки знаков внедрения*, или карманов внедрения (фиг. 4-18). К ним относятся пузырчатые, сосцевидные или бугорчатые протрузии песка, направленные вниз под воздействием неодинаковой нагрузки на подстилающий гидропластичный ил. Эти текстуры могут превращаться в мешковидные, связанные с материнским пластом пережатой шейкой; в редких случаях они отделяются от пласта и погружаются в подстилающий материал. Это так называемые «*кисеты*» внедрения, а в случае отделения от верхнего пласта — *шары*. внедрения.

Как следует из описания процесса образования, слепки знаков внедрения вовсе не являются «слепками». В отличие от слепков струй течений они не заполняют ранее существовавших пустот или внутренних полостей. Слои подстилающего глинистого ила деформируются, и глина продавливается вверх тонкими язычками между проникающими в нижний слой слепками внедрения.

Слепки внедрения обычно лишены симметрии и определенного плана распределения. Они могут меняться по размеру и форме и выглядят как вздутия на нижней стороне песчаного пласта, варьируя от слабых вспучиваний до глубоких или мелких округлых мешочков. Текстуры внедрения вначале могли возникать как углубления или даже борозды, либо в виде «угнетенных» или изолированных песчаных знаков ряби. Обычно неровности типа фигур внедрения наследуют картину распределения и текстуру материнского пласта.

Текстуры внедрения не относятся к числу характерных признаков какой-либо определенной обстановки осадконакопления. Единственным условием является отложение песка на водонасыщенном гидропластичном слое. По-видимому, они наиболее распространены в турбидитных отложениях, но даже и здесь в некоторых слоях нет следов внедрения — тогда как в других они широко развиты. Их рост в одном случае и отсутствие в другом, очевидно, отражают свойства подстилающего слоя. Если один мутьевой поток следует непосредственно за другим,



Фиг. 4-19. Шаровая и подушечная текстуры. Песчанки Аяно (олигоцен), Пейра-Кава, Приморские Альпы, Франция.

условия для образования текстур внедрения более благоприятны, чем тогда, когда между потоками есть значительный перерыв во времени, и происходит обезвоживание подстилающего слоя. В этом случае текстуры внедрения не образуются.

Некоторые пласты песчаников, подобно подводным лавовым потокам, обнаруживают эллипсоидные, или *подушечные текстуры* (фиг. 4-19). Песчаник разбит на многочисленные и обычно плотно упакованные шарообразные или подушковидные массы. Эти текстуры были названы «подушечками» или «псевдопочками», которые они напоминают. Употреблялся также менее подходящий термин «потоковые окатыши».

Размеры плотно упакованных шаров или подушек варьируют от нескольких сантиметров до нескольких метров в диаметре. Они редко имеют сферическую форму, чаще всего это эллипсоиды или почковидные образования. Если песчаник был четко слоистый, то внутри шаров или подушек его слои деформированы, обычно в соответствии с округленной формой нижней половины шара или подушки, и, по-видимому, наиболее искривлены в центральной ее части. Строение подушек напоминает чаши со слегка загнутыми внутрь краями. Они могут также напоминать по форме опрокинутые грибы без ножек. Подобные чаше структуры в основном обращены выпуклостью вниз, в некоторых случаях наклонены, но не перевернуты.

Вопреки ранее бытовавшим взглядам подушки не являются ни конкрециями, ни продуктами сферического выветривания, которые также известны у песчаников. Нельзя их также считать результатом оползания. Симметрия и ориентировка этих форм свидетельствуют о движении, направленном вниз, а не в латеральном направлении. То, что такие чаши или почковидные формы могли образоваться путем прогибания вниз песчаного пласта, было экспериментально показано Кюененом [43]. Убежденность в том, что подобный механизм влиял на образование подушек, возрастает [61]. Возможно, что это явление было внезапным или катастрофическим. Совершенно очевидно родство между этими текстурами и карманами внедрения, особенно шаровидными их формами. Все они связаны с вертикальным переносом материала. Вероятно, различия заключаются лишь в скоростях. Точно так же, как и для текстур внедрения, для образования подушечных текстур необ-

ходим подстилающий гидропластичный слой — слой ила, который не имел достаточно времени для обезвоживания.

При некоторых условиях пески испытывают деформацию под влиянием движений, вызванных гравитационными силами и имеющих большую латеральную составляющую, в тот период, когда осадок еще не консолидирован и находится в обстановке осадконакопления (т. е. мы исключаем влияние тектонических и других более поздних движений). К таким движениям применяются термины «оползание» и «скольжение», а образованные ими текстуры называют «текстурами оползания». Обычно при употреблении термина «оползание» подразумевается локальное явление. Термин «скольжение» скорее означает движение с большим горизонтальным перемещением — в отдельных случаях до километров. «Оползание» также означает движение вниз по склону, но очень медленное, едва заметное.

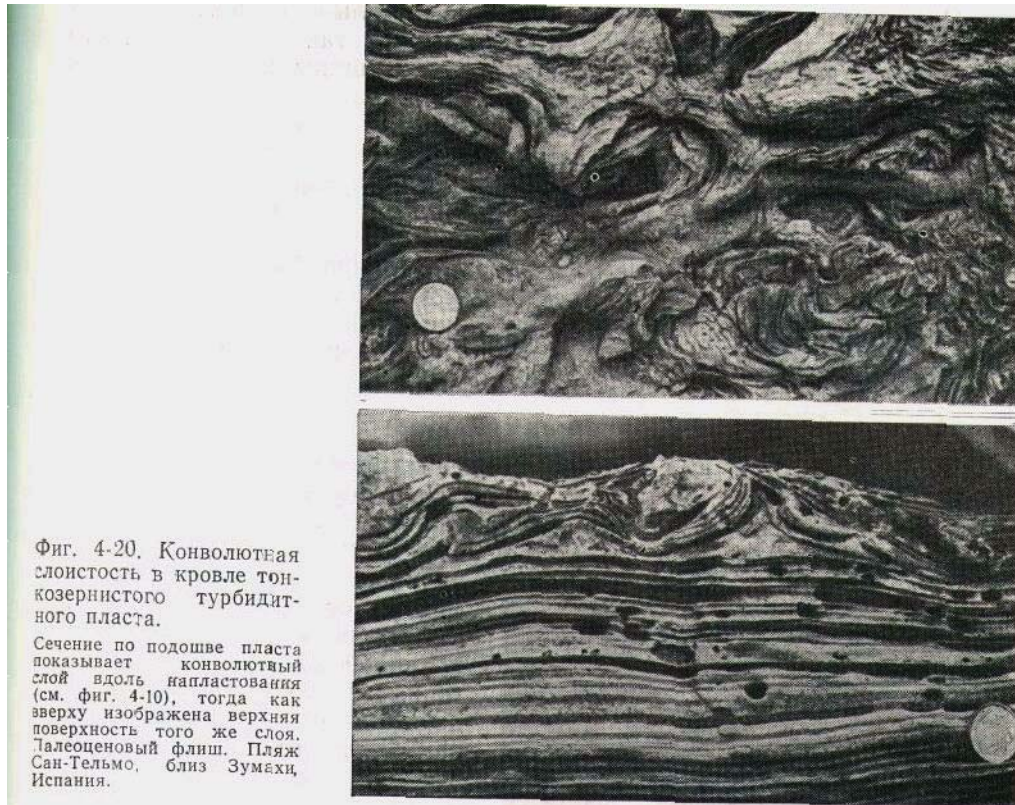
Все осадки могут быть вовлечены в такие подвижки, свойственные не только пескам, хотя песчаные отложения могут при этом деформироваться сильнее. Одной из текстур, присущих только пескам, является деформированная косая слоистость [26]. Она проявляется при опрокидывании плоскости передовых слоев, которые могут быть наклонены под углом до 90° или даже опрокинуты, причем это опрокидывание всегда происходит в направлении течения.

В редких случаях слоистость нарушена. Очевидно, что для этого необходимы либо оползание, либо один из видов сдвига, обусловленного волочением материала течением или снижением уровня воды, либо толчок, вызванный землетрясением. Складчатость, обусловленная тектоническими причинами, также нарушает косую слоистость [50], придавая первоначальной слоистости либо большую крутизну, либо, наоборот, сильно ее выполаживая. Описываемые деформации, однако, почти одновременны с образованием слоистости, так что перекрывающий или подстилающий слои могут оставаться ненарушенными.

Известны также оползни и обвалы большого масштаба, затрагивающие многие пласты, включая переслаивающиеся глинистые сланцы и другие породы [49]. Результат таких нарушений варьирует от хаотического перемешивания блоков более прочных пород, погруженных в матрикс из наименее компетентных материалов, до хорошо определенной складчатости срыва, под влиянием которой слои скручены, смяты в складки или брекчированы. Там, где в движение вовлекаются переслаивающиеся, но неконсолидированные пески и глины, последние, будучи вязкими, образуют обломки, которые оказываются запечатанными в матриксе песка — неуплотненный песок облекает их благодаря движению зерен. Обломки сланцев могут быть изогнуты или деформированы иным способом. Если глинистые илы размокают, тогда и песок, и глина приобретают текучесть и проникают друг в друга, образуя «мигматитовую» смесь. Если в смеси преобладает глина, смешанная с небольшим количеством песка или алеврита, слой может сохранить целостность, смятый в целый ряд дисгармоничных складок выше поверхности скольжения. Различные типы оползаний, почти одновременных с образованием осадка, описаны Кюненом [40] и Грегори [21].

Множество разнообразных причин вызывает оползни. По-видимому, однажды начавшись, оползание может продвигаться по очень плоской поверхности, даже по горизонтальной, и, если имеется достаточный момент инерции, может двигаться вверх по склону. Субаэральные оползни, судя по некоторым признакам, могут двигаться на «воздушной подушке».

Конволютное напластование также называемое конволютной слоистостью, скользящей слоистостью, внутрипластовым скручиванием и



Фиг. 4-20. Конволютная слоистость в кровле тонкозернистого турбидитного пласта.

Сечение по подошве пласта показывает конволютивный слой вдоль напластования (см. фиг. 4-10), тогда как сверху изображена верхняя поверхность того же слоя. Палеоценовый флиш. Пляж Сан-Тельмо, близ Зумехи, Испания.

пюичатой слоистостью, — одна из наиболее сложных для диагностики и объяснения текстур (фиг 4-20) Выражение Рича «внутрипластовое скручивание» является лучшим, так как подчеркивает внутрипластовую природу явления, и именно то обстоятельство, что складки или под-ворачивание, затрагивают прослои внутри пласта, но не сам пласт

Скорее всего конволютная слоистость характерна для относительно гонких прослоев от 2 до 25 см толщиной крупнозернистых алевритов или тонкозернистых песков В пределах такого слоя, как кремнистого так и карбонатного, наблюдается целый набор складок Отдельные про^ слои непрерывны и прослеживаются от складки к складке, хотя микронесоогласия могут быть встречены в пределах структуры в целом Синк линали обычно пологие и широкие, антиклинали узкие и острые Эти текстуры имеют тенденцию затухать к подошве слоя, так же как и к кровле В некоторых слоях антиклинали, по-видимому, срезаны эро

Ясно, что изогнутая таким образом слоистость не испытала смятия в складки обычного типа, поскольку складки не несут следов бокового сжатия или эффсй.ка и ^ициивании, K.dK дш ObIHdtil в складках ОПОЛЗа-ния, и они не вытянуты, как обычные складки Сечение в плоскости напластования показывает, что имеется серия крутых сводов и впадин Такая картина предполагает, что налюдаемые текстуры ообразовались под влиянием сложных вертикальных движений

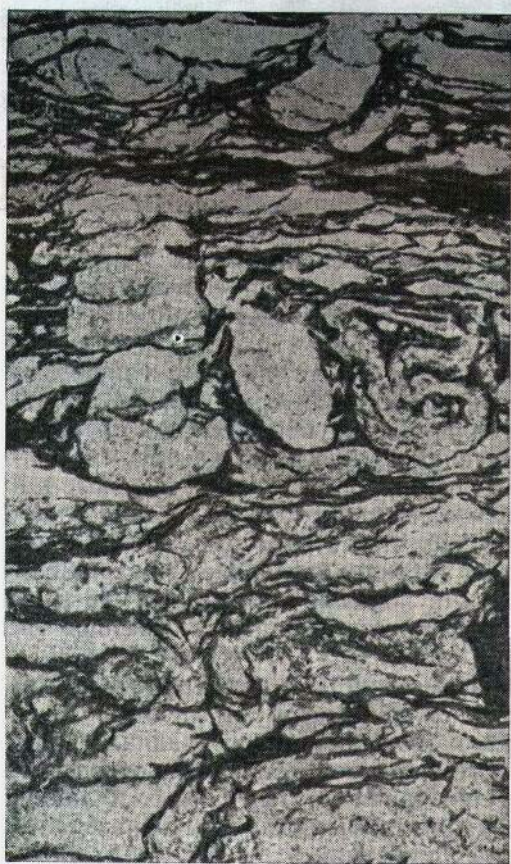
Все признаки — размерность материала от тонких песков до крупных алевритов в одном слое, симметрия, указывающая на вертикальное перемещение материала — свидетельствуют о внутренней его «сыпучести» Было выдвинуто несколько гипотез [49, 12], но ни одна из них не дает удовлетворительного объяснения

При некоторых условиях пески становятся пльвунами, т. е. приобретают такую свободную структуру и содержат так много воды, что они приобретают способность внедряться в трещины и образовывать *песчаные дайки* или же, внедрившись вдоль плоскостей напластования, создавать *песчаные силлы*. Хотя некоторые дайки являются простым заполнением сверху зерно за зерном раздвинутых трещин, большинство из них несут следы очень быстрого форсированного внедрения, поскольку многие из них следуют напластованию на небольшом расстоянии или даже переходят силлы.

Песчаные дайки и проблемы их происхождения были рассмотрены заново [49]. Ширина их варьирует от 1—2 см до нескольких метров. Они могли внедриться после консолидации либо несколько ранее — перед уплотнением. Первые имеют более острые края с прямыми контактами, вторые — искривлены.

БИОГЕННЫЕ ТЕКСТУРЫ

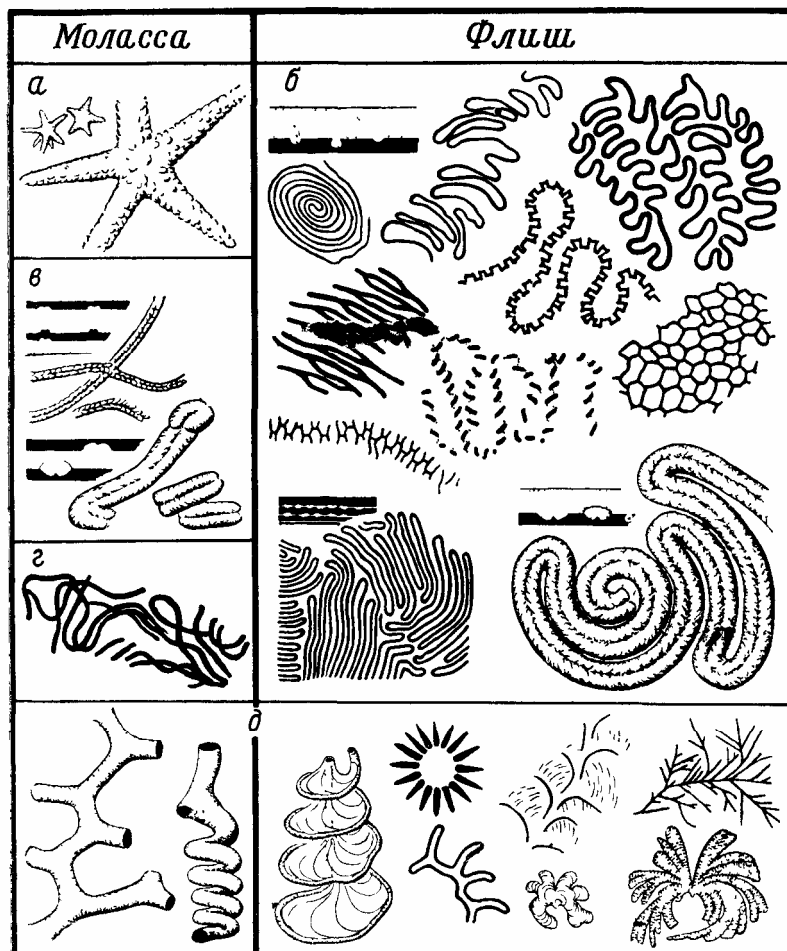
Хотя еще в 1850 г. Холл [26] объяснил происхождение следов и борозд в силурийских песчаниках штата Нью-Йорк, много лет спустя биогенные текстуры интересовали большинство геологов немногим более, чем экзотические курьезы. Хотя изучать их начали в древних пес



Фиг. 4-21. Слоистость алевритов и сланцев, нарушенная ходами илоедов. Формация Трейдюотер (пенсильванский возраст), близ Даусон-Спрингс, округ Хопкинс, Кентукки, США.

чаниках, лишь изучение современных осадков сыграло важную роль и привело к более правильному пониманию биогенных текстур. Особенно успешными были исследования немецких геологов. Значительный прогресс в подобных исследованиях на раннем этапе был достигнут благодаря работам Вальтера в конце XIX в. на морской станции в Неаполитанском заливе и

Рихтера в начале XX в. в Северном море а районе Зенкенберг-ам-Меер^ В числе других исследователей, которые внесли важный вклад в изучение биогенных текстур в период перед второй мировой войной, могут быть названы Абель, Крейчи-Граф и Хенц-шель. Но лишь в начале пятидесятих годов началось более полное использование биогенных текстур для интерпретации данных (Зейлахер и другие). 4ыне интерес к биогенным текстурам больше, чем когда-либо. Изучение биогенных текстур получило название *ихнологии*. Как и можно было ожидать, большая часть литературы по этому вопросу написана в Германии. Терригенные алевриты и пески редко изобилуют иско-



Фиг. 4-22. Пять функциональных классов следов ископаемых организмов и предполагаемая приуроченность их к отложениям моласс и флиша [55].
а — отпечатки организмов на дне, *б* — следы ползания, *в* — следы волочения,
г — одиночные следы ползания, *д* — следы питания.

паемыми остатками, но часто могут содержать явные свидетельства жизнедеятельности организмов, называемые *ископаемыми следами*, *ихнофоссилиями*, или *следами жизни*. Следы окаменелостей лучше всего сохраняются в алевритах и песках, поскольку, для того чтобы они стали видимыми, необходим структурный контраст. Роющие, ползающие и извивающиеся организмы в алевритах и лишенных песков глинах оставляют мало заметных следов своего существования, кроме прерывистой слоистости и характерных структур (фиг. 4-21). Следы жизнедеятельности можно обнаружить в кровле пласта, внутри него, на подошве или даже вне его. Необходимо, однако, иметь в виду, что штрихи на подошве пласта могут быть царапинами, впоследствии выполненными песком. Зейлахер [58] выделил пять функциональных классов ископаемых следов жизнедеятельности (фиг. 4-22).

Какие же общие положения можно высказать об ископаемых следах жизнедеятельности? По данным Зейлахера и других, эти следы длительное время литифицировались, но только в ограниченном наборе



Фиг. 4-23. Систематическая картина следов питания на нижней стороне флишевого слоя.
 Формация Пьетрафорте (мел). Близ Флоренции, Тоскана, Италия.

фаций, они практически никогда не переотлагались и в отличие от самих окаменелостей только лучше сохранялись в результате диагенеза и, подобно хорошим винам, улучшались с течением времени.

На табл. 4-4 представлена функциональная классификация. Зей-лахер [58] различал три крупные фации, каждая из которых отличается различными соотношениями пяти типов отпечатков, которые показаны в табл. 4-4; одна из фаций *Nereites* ассоциирует с флишевыми толщами, другие две — *Zoophycos* и *Cruziana* — с шельфовыми отложениями. На фиг. 4-23 показан типичный след борозд в флишевой толще, на фиг. 4-21 представлена интенсивно взрыхленная 40-сантиметровая зона, где молассовые отложения находились почти в застойных условиях, а фиг. 4-24 изображает *Taonurus* — тип текстуры питания.

Таблица 4-4

Функциональная классификация ихнофоссилий
 (по Зейлахеру [54], с изменениями)

Следы ползания (*Kriechspuren; Replchnia*)

Следы или ходы, оставленные движущимися бентосными организмами Текстуры питания (*Fressbauten; Fodincha*)

Ходы, оставленные полуприкрепленными донными илоедами; лучистые текстуры»

отходящие от одной точки Следы касания (*Weidespuren; Pasichnia*)

Извилистые следы или ходы подвижных илоедов, «следы ползания» на подповерхности раздела пластов или под ней Текстуры прикрепления (*Wohnbauten; Domichnia*)

Постоянные укрытия, построенные как движущимися, так и полуприкрепленными организмами Следы площадок отдыха (*Ruhespuren; Cubichnia*)

Неглубокие следы, оставленные движущимися организмами на отдыхе

Какое применение находят ископаемые следы жизнедеятельности? Их узкая фациальная приуроченность может служить репером шельфовой зоны и перехода к более глубоководным участкам [19] и помочь установить постепенное изменение глубины в вертикальных разрезах, т. е. тем самым обосновать наше понимание тектонических явлений [56], или может помочь установить линию берега [69]. Они также дают хорошую информацию об относительных скоростях седиментации, поскольку при медленном отложении обнажающиеся поверхности раздела слоев подвергаются интенсивному воздействию роющих организмов, создающих биотурбаты, в которых всякая слоистость нарушена.



Фиг. 4-24. Систематическая картина следов питания илоедов в алевритах формации Борден (миссисиппийский возраст).

Фекальные комочки могут быть особенно обильными в таких зонах. И наоборот, при быстрой седиментации образуются отчетливо слоистые пески. В отсутствие других текстур следы жизни могут быть использованы для определения кровли и подошвы серии. И гораздо более ограниченным является их применение для анализа палеотечений.

Для получения максимальной информации при нахождении ископаемых следов жизнедеятельности каждый исследователь должен систематически сопоставлять полученные данные с различными известными обстановками осадконакопления и картировать распределение следов жизнедеятельности непосредственно при полевых наблюдениях.

Отпечатки растений и их корневой системы имеют значение для идентификации пресных и солоноватоводных бассейнов и противопоставления их типично морским условиям. Они особенно полезны, когда их нахождение коррелируется с другими характерными признаками пород, такими, как цвет: например, нахождение корней в красноцветных осадках, а морских ископаемых остатков — в зеленоватых песках и т. д.

ХЕМОГЕННЫЕ ТЕКСТУРЫ

Осадочные текстуры вторичного происхождения являются результатом как осаждения из раствора, так и процессов растворения. В той или иной степени такие текстуры стали привлекать внимание последние тридцать лет. В песчаниках находят текстуры, связанные с растворением, и текстуры осаждения из раствора. Примером текстур первого класса являются стилолиты. Кристаллические агрегаты, такие, как, например, псевдокристаллы песка и розетки барита, специфичны для песчаников и относятся ко второму классу. Конкреции, особенно карбонатные, характерны как для песков, так и для алевритов.

Карбонаты являются наиболее распространенным материалом, дающим при осаждении текстуры химического происхождения. Карбонаты кальция могут образовывать идиоморфные *псевдокристаллы песка*. Пятнистый блеск некоторых песчаников обязан пойкилобластам кальцита. *Розетки* барита имеют такой же характер и происхождение.

Конкреции в песчаниках обычно крупнее, чем в алевритах и глинах, поскольку большая проницаемость песка способствует лучшему переносу вещества в растворе (фиг. 4-25). Слоистость может оставаться ненарушенной в телах конкреций. Такие конкреции, по-видимому, формиро-



Фиг. 4-25. Крупные конкреции, отпрепарированные выветриванием на поверхности косослоистых песчаников.

«Каменный город» к юго-западу от Миннеполиса, округ Отгава, Канзас, США. Фото Хорнзейкера, Геологическая служба штата Канзас.



Фиг. 4-26. Стилолиты в песчаниках.

Формация Аллегани (пенсильванские отложения), округ Гаррет, Мэриленд, США. Отмечается два вида стилолитов; керн отделен вдоль верхней стилолитовой поверхности. Фото Югстера.

вались на самом раннем этапе и становились главными компонентами некоторых внутриформационных конгломератов. Конкреции карбонатов железа могут замещать тонкозернистые пески и алевриты; обычно они имеют сферическую и эллипсоидальную форму, уплощены параллельно слоистости, иногда имеют ядро в центре стяжения. Размер их от нескольких сантиметров до 3 м в диаметре. Преобладающая форма и ориентировка обычно хорошо отражают анизотропию проницаемости вмещающего осадка. Пустотелые конкреции представляют собой тела различной формы с твердой оболочкой из окислов железа или лимонита. Не менее распространенной является вытянутая трубчатая форма. Такие конкреции образуются выше уровня воды, главным образом в рыхлых песках.

Хотя систематическое картирование конкреционных фаций производится редко, оно должно приносить немалую пользу прежде всего потому, что помогает вскрыть взаимоотношения ассоциирующих фаций и тем самым облегчает понимание условий образования разреза в целом. Свидетели процессов замещения, такие, как кремни и фосфатные конкреции — тела неправильной клубневидной формы из материала, отличного по составу от вмещающей массы, редко встречаются в песчанниках.

Стилолиты, образующиеся при более позднем растворении под давлением (фиг. 4-26), чаще наблюдаются в чистых песчанниках и становятся менее обильными при увеличении содержания в них глины [29]. Лучше всего стилолиты бывают видны в кернах.

Полосчатая окраска (полосчатость) является отображением ритмичного осаждения окислов железа в виде тонких, тесно связанных, часто изогнутых прослоев. Она очень близко имитирует слоистость напластования, за которую ее часто и принимают.

ПОЛУЧЕНИЕ МАКСИМАЛЬНОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ОСАДОЧНЫХ ТЕКСТУР

Максимум информации обычно удастся получить путем сопоставления типов и распространенности осадочных текстур с положением их в толще накопленного песчаного материала, будь то песчаная банка, эстуарий, пляж или всего один слой. Является ли отдельный тип текстуры более распространенным в подошве, в кровле пласта или близ краев песчаных серий? Какова ассоциация текстур? Каким образом эти ассоциации коррелируются с мощностью пластов, размером зерен и ископаемыми организмами? Какова вертикальная последовательность текстур? Как много слоистых фаций содержит то или иное песчаное тело? Полевое картирование практически всегда позволяет установить систематическое распределение типов, встречаемость и масштаб осадочных текстур во всех песках, так что можно говорить о кривой слоистости, фациях с волноприбойными знаками или с горизонтальной слоистостью в пределах песчаного тела. Вообще взаимоотношения таких фаций служат ключом к познанию происхождения песчаных тел. Почему? Потому что образование песчаных отложений является составной частью общего процесса, так же как целое складывается из суммы составных частей. Только при систематическом картировании геолог может наиболее эффективно выяснить суммарный результат, определяемый фациями с различной слоистостью, и, таким образом, точнее определить древние обстановки осадконакопления.

Поскольку текстуры течений не строго соответствуют каким-то определенным условиям среды (практически каждая текстура может быть встречена там, где переносились значительные объемы песка), то очень редко исследователь способен распознать специфическую обстановку лишь по одной найденной им текстуре течения. Следовательно, попытки связать определенные текстуры с особыми обстановками, например с обстановкой предбрежья, выступающей речной косы и т. д., насколько нам известно, редко были (если были вообще) успешными.

Для облегчения записей полевых наблюдений было предложено несколько схем [6, 24]. Если исследователь предварительно имеет какие-то сведения о песчанниках, с которыми он будет работать, ему рекомендуется составить специальную форму полевого описания, а лучше выбрать специальные перфокарты, чтобы непосредственно переводить полевые данные на перфоленды компьютера для последующего статистического анализа. Перфокарты, содержащие данные наблюдений,

представляются особенно подходящими для изучения кернового материала; на них желательно выделять зоны в песчаных толщах и увязывать их с характеристиками данного бассейна.

Немаловажной дополнительной характеристикой, которую не следует упускать из виду, является использование текстур течений для воссоздания системы палеотечений.

ОРИЕНТИРОВАННЫЕ ТЕКСТУРЫ: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ПРИМЕНЕНИЕ

Осадочные текстуры, которые могут дать информацию о направлении течений, были названы *ориентированными*. Сорби в Англии в 1853 г. [62] впервые использовал косую слоистость для определения направления течений; Рудеманн в 1897 г. [52] составил первую карту палеотечений, используя ориентировку остатков фауны и «борозды глинистого ила» в сланцах Ютики в штате Нью-Йорк. Под палеотечением понимается система течений во время отложения осадка. Несмотря на эти и некоторые другие ранние попытки Хайда, Руби и Басса, а также Рейха в США и Бринкмана, Форча и Бауша ван Бетсберга в Европе, картирование палеотечений не получило всеобщего признания до начала пятидесятих годов нашего столетия, когда оно было открыто повторно и стало настолько популярным в наши дни, что имеет повсеместное применение.

Чтобы ориентированную текстуру можно было использовать, она должна быть широко распространенной и доступной измерению. Следует также проводить сопоставление с направлением основного течения. Применяемые всеми ориентированные текстуры сведены в табл. 4-5. Огромное большинство карт было построено на данных о косой слоистости в некоторых песках речных дельт, эоловых, а также шельфовых фаций песков либо для толщ с отпечатками на нижних пластах турби-дитов. Знаки ряби играют менее важную роль.

Какой результат можно получить, измеряя палеотечения? Знание направления течения может помочь: 1) предсказать направление, в котором вытянуто песчаное тело, 2) оконтурить систему палеотечений в бассейне и тем самым способствовать лучшему пониманию характера размещения выполняющих его осадков, 3) разобраться в том, активно ли влияла структура бассейна на процесс осадконакопления, 4) установить источники сноса за пределами самого бассейна, 5) установить направление питающего течения, снабжающего бассейн материалом, что важно для палеоэкологии, 6) решить некоторые проблемы стратиграфии и 7) прогнозировать геофизические свойства, например электропроводность и термическую проводимость, на основе данных о строении песчаного каркаса. Как мы уже видели, системы течений определяют распределение минеральных ассоциаций в бассейне, так же как и их гранулометрию. Проводя такие исследования в поле, геолог может использовать измерения ориентированных текстур более эффективно, чем что-либо другое. Краймс [11] приводит хороший пример, свидетельствующий о роли осадочных текстур, в особенности ориентированных, в фациальном анализе кембрийских осадков каледонского прогиба в Уэльсе.

Ориентированные текстуры обычно измеряются «как они выглядят» в обнажении в вертикальном либо горизонтальном сечениях — в зависимости от того, где их наблюдают. Обычно достаточно полдюжины или около этого замеров косой слоистости на одно обнажение:

если же ориентировка сильно меняется, как в некоторых песках приливной зоны, необходимо сделать двадцать или более замеров, чтобы установить картину бимодальности. Вертикальные разрезы по на-

Таблица 4-5
местонахождение

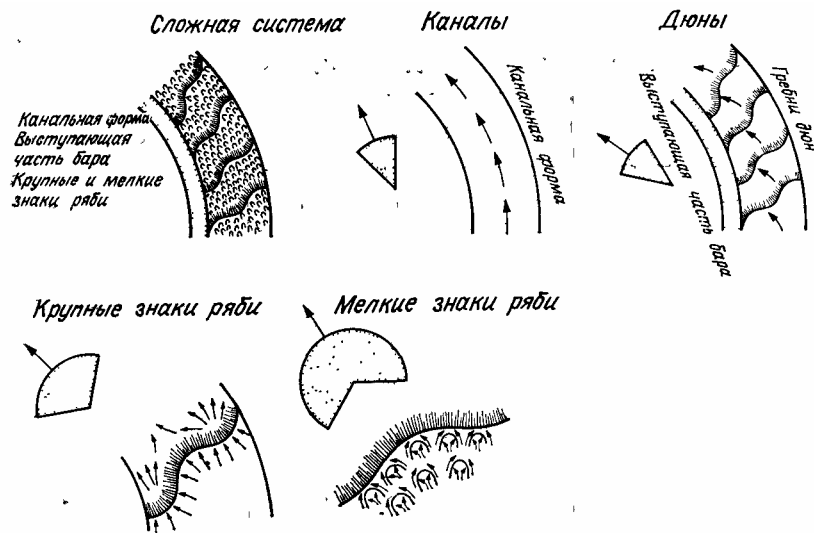
Обычные ориентиры

званные текстуры: измерение и

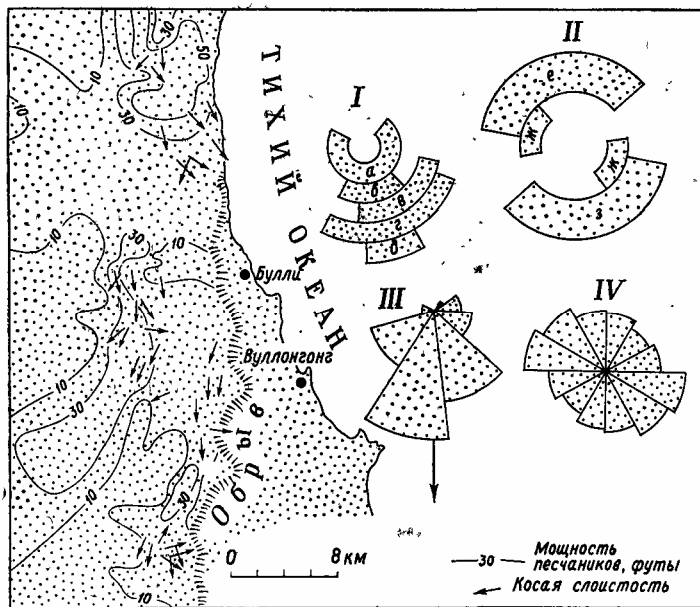
Текстура	Измерение	Местонахождение
Косая слоистость	По осям и вдоль максимальных погружений передовых слоев, совпадающих с направлением потока. Один замер на слой. Наиболее часто измеряется ориентированная текстура	Присутствуют почти во всех песках. Слои имеют мощность более 30 см, встречаются во всех видах песков, кроме турбидитных. Редко единичны
Знаки струй течений и борозды	По длинной оси параллельно течению; тупой конец фунтика направлен вверх по течению. Желательно измерение каждого слоя. Вторая из наиболее часто измеряемых текстур	Встречаются в изобилии в турбидитных песках, также присутствуют во всех других, за исключением эоловых
Знаки ряби	В направлении крутого склона, который отвечает направлению течения в асимметричных знаках ряби; в симметричных перегибы параллельны берегу	Встречаются повсюду, но наиболее часто, вероятно, вблизи отмелей. Здесь отмечается большое разнообразие типов
Линейность на плоскостях напластования	Вдоль линейной ориентировки зерен параллельно потоку; одно измерение на каждую пачку	В любых обстановках, но редко систематически измерялись ввиду малой распространенности

направлению течения могут быть информативны для оценки стабильности течения; ярко выраженное чередование волноприбойных знаков и косой слоистости предполагает сильное влияние приливов. Чтобы выявить, что было наиболее эффективным — конвергенция, дивергенция или стабильность палеотечений, — лучше иметь большее количество обнажений с немногими замерами, чем малое количество обнажений с многочисленными замерами. Рекомендуется также рассчитывать среднее и рисовать диаграмму для каждого обнажения. Среднее значение вектора является удовлетворительным [66] для всех типов распределения, за исключением четкого бимодального. Что касается последнего, то следует наносить либо среднюю точку для двух мод, либо нужны специальные расчеты [34].

Сколь удовлетворительно будут коррелироваться ориентированные текстуры с направлением локального потока? В основном можно сказать, что величина (объем или мощность) текстуры течения является отражением масштаба и силы потока. Например, большинство знаков ряби в аллювиальных или приливных песках развивается в связи с более слабыми течениями; одни из них обычно ассоциируются с второстепенными потоками, зависящими от микрорельефа дна, а другие, например косая слоистость, образуются при движении дюн, мигрирующих субпараллельно основному направлению течения. При таких условиях размеры косой слоистости, очевидно, будут превосходить величину знаков ряби. Аллен [2] первый убедительно проиллюстрировал иерархическую природу систем потоков и ассоциирующей с ними формы песчаных тел для аллювиальных фаций (фиг. 4-27). В главных чертах иерархия основана на изменчивости ориентированных текстур, русел, имеющих по преимуществу рябь малого и самого малого масштабов.



Фиг. 4-27. Иерархический порядок текстур разных систем течения: каналы, дюны, знаки ряби мелкого и крупного масштаба ([2], с изменениями).

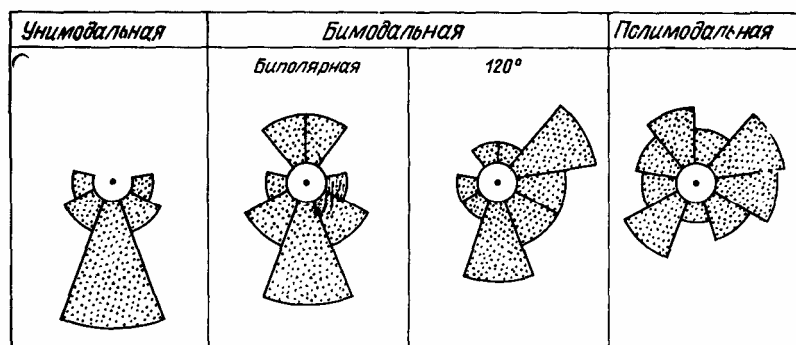


Фиг. 4-28. Замеры речного песчаника в угленосных отложениях триаса и ориентированные текстуры.

Отмечается подобие направления основного течения и его корреляция с простиранием песчаного тела [15]. I, II — виды текстур: а) галька, б) слепки струй течения, в) знаки струй, г) гребешки и бороздки, д) ряби, е) бороздки, ж) симметричная ряби, з) слепки; III — косая слоистость; IV — стволы деревьев.

Однако среднее (общее) направление в основном остается без изменений. Так, тщательное измерение множества различных ориентированных текстур, как правило, приводит к воссозданию общего плана движения (фиг. 4-28). Пространственное распределение зерен чаще всего хорошо коррелируется с ориентированными текстурами, хотя отмечаются некоторые исключения.

Фиг. 4-29 и 4-30 иллюстрируют лишь две из множества карт палеотечений, постоянных по данным измерений. Такие карты могут быть построены непосредственно или с помощью получаемых на ЭВМ поверхностей трендов [20]. Интерпретация карт палеотечений более надежна, если ее сочетать с другими геологическими данными: петро-



Фиг. 4-31. Розы палеотечений с учетом среды ([59], с изменениями).

графическими провинциями, распределением фаций, мощностями, направлениями наступающих и отступающих волновых движений, системами палеорусел и т. д. Внутренняя логика, которая обычно зависит от такого сочетания факторов, позволяет решить вопрос, отражает ли региональная система течений палеоуклон или нет. Под палеоуклоном подразумевается уклон в сторону более глубоководного участка в случае морских песков или меньшей отметки над уровнем моря в случае речных песков, т. е. к древнему бассейну седиментации.

Схема палеотечений может быть трех типов: унимодальной, бимодальной и полимодальной либо беспорядочной (фиг. 4-31). К на-

Т а б л и ц а 4-6

**Обстановки осадконакопления, ориентированные текстуры и
схема рассеяния**

Обстановка	Ориентированные текстуры	Схема рассеяния
Эоловая	Косая слоистость	Не зависит от палеоуклона. Взаимоотношение ориентировки косой слоистости в континентальных золианитах с преобладающими ветрами не до конца установлено
Речная	То же	Унимодальное, вниз по склону; направление вверх по течению указывает источник сноса, если он не очень удален
Пляж	»	Бимодальное, в некоторых случаях унимодальное. Ориентировка измеряется по отношению к береговой линии
Дельта	»	В основном унимодальное, вниз по склону. Очень редко унимодальное под влиянием приливов
Эстуарий	»	Унимодальное и бимодальное с модами, параллельными осям эстуариев и следовательно, под прямыми углами к береговой линии
Мелководный шельф	»	Главным образом изменчивое; иногда унимодальное; но более распространено бимодальное и случайное. Трудно выделить палеоуклон
Турбидиты	Подошвенные и волноприбойные знаки, некоторые виды текстур оползания	Унимодальное, в основном в направлении уклона, под действием сил тяжести, контролирующими турбидиты

стоящему моменту наиболее распространенной, составляющей 90% от всех изученных, является, возможно, унимодальная схема, характерная для речных и дельтовых песков и большинства турбидитных. Многие древние песчаники, принадлежащие, видимо, к эоловым, тоже имеют унимодальную схему распределения. Розы биполярных течений характерны для песков приливной зоны, как эстуариевых, так и чисто морских. Такие пески могут также иметь унимодальные розы течений, зависящие от относительной силы приливов и отливов, направленные как в сторону берега, так и от него (или от отмели). Бимодальные взаимно перпендикулярные схемы распределения были описаны, однако встречаются они чрезвычайно редко. Случаи полимодального распределения могут представлять собой результат смешения различных систем течений или просто отражать беспорядочное распределение одной очень изменчивой системы течений. Ряд морских песков шельфовой зоны имеет весьма беспорядочную схему течений.

Рассматривая различные розы течений, надо помнить, что многие наблюдения нуждаются в дифференциации, например, тримодальные розы течений необходимо отличать от беспорядочного распределения. Существует простой тест для определения реальности какой-либо отдельно взятой схемы; он состоит в отбрасывании случайно выбранной половины данных. Если обе новые схемы распределения остаются подобными оригиналу, роза течений может в первом приближении рассматриваться как адекватная с исходной совокупностью. Поттер и Пет-тиджон [49] сделали обзор соотношений между существующими разновидностями косой слоистости и обстановками осадконакопления, как это делает Селли [59]. Последним предложено большое количество различных моделей палеотечений. В табл. 4-6 сведены известные к настоящему времени данные о связи между ориентированными текстурами, обстановками осадконакопления и картиной рассеяния (дисперсией).

Часть 11

ПЕТРОГРАФИЯ ПЕСЧАНИКОВ

Петрографическое изучение, использующее минералогические и структурные характеристики, является первым шагом к тому, чтобы свести воедино разрозненные сведения о песчаниках, получить обобщенное выразительное описание, служащее основой почти для всех последующих выводов о происхождении и экономическом значении песчаников. Классификация является естественным завершением систематического петрографического описания, потому что песчаники, как и все природные материалы, различаются между собой, и, для того чтобы быстро и удобно классифицировать их, нужна удобная и практичная система сокращений. В двух следующих петрографических главах даны описания основных петрографических типов песчаников, охарактеризованы их распространение и происхождение. Совместно три главы этой части являются основой для серьезного изучения песчаников — работы, петрографическая часть которой была начата Генри Клифтоном Сорби в 1877 и 1880 годах в его произведениях «Применение микроскопа в геологии» и «О структуре и происхождении известковистых слоистых пород».

ВВЕДЕНИЕ

Выделяются три главных типа песков: терригенные, карбонатные и пирокластические. Наиболее широко распространены *терригенные* пески; они образуются в результате эрозии более древних кристаллических, вулканических и осадочных пород за пределами бассейна осадко-накопления и отлагаются водой, за исключением отложений эолового происхождения. В составе их преобладают силикаты. *Карбонатные* пески отлагаются в морских условиях и содержат главным образом обломки скелетных организмов, оолиты и другие типы зерен с оболочками, а также обломочные карбонаты местного происхождения (*интра-класты*) и *терригенные* карбонаты. Последние являются настоящими терригенными песками и распространены незначительно, за исключением тех мест, где происходит быстрая эрозия мощных карбонатных разрезов орогенных поясов или проявляется деятельность ледников. *Пиро-кластическими* песками следует называть породы, непосредственно возникшие при вулканических взрывах, как, например, пепел, лапилли и бомбы. Они могут отлагаться как на суше, так и в воде. Пирокластические пески менее распространены, чем терригенные или карбонатные. Термин «вулканокластический» используют для обозначения осадков, богатых обломками вулканического материала, как пирокластического, так и нормального терригенного (эпикластического) происхождения, возникновение которых связано с разрывом более древних вулканических толщ.

Приведенная выше классификация, несмотря на ее простоту и соответствие нашему обычному геологическому мышлению, не является последовательной, поскольку она основана на разных принципах: терригенные пески выделяются по источнику материала, карбонатные пески — по его составу, а пирокластические пески — по генезису (вулканизм). Тем не менее это деление на три категории вполне правомерно, поскольку в нем представлены все различные способы образования песка. Эта классификация учитывает лишь обломочную фракцию и в минимальной степени принимает во внимание осложнения, обусловленные диагенезом.

В природе наблюдаются постепенные переходы между этими тремя типами. Например, пирокластические и карбонатные пески могут встречаться совместно, как это имеет место в океанических условиях, когда обломки скелетных организмов накапливаются на мелководных краевых шельфах вулканических островов. Терригенный песок может быть привнесен в область осадконакопления направленными вдоль берега течениями и образовать количественно подчиненную примесь в местных оолитовых и органогенно-обломочных песках.

Вначале мы рассмотрим терригенные пески. Однако прежде чем перейти к их классификации, обратимся к более общим проблемам петрографической номенклатуры и классификации.

НОМЕНКЛАТУРА И КЛАССИФИКАЦИЯ

Номенклатура и классификация—это части одной и той же проблемы. Дать чему-либо название—это значит выделить этот предмет из ряда других и определить его индивидуальное место. Классификация и номенклатура необходимы как для облегчения общения, так и для организации нашего мышления. Мы должны рассмотреть петрографическую классификацию песчаников, т. е. образований, которые сами по себе являются классом осадочных пород.

Классификация вносит ясность в наше мышление, дисциплинирует его и выражает наши идеи о предметах в логическом и упорядоченном ряду. Однако, поскольку идеи и предметы эволюционируют и меняются, должны развиваться и меняться классификации. Поэтому невозможна окончательная «правильная» классификация—может быть только временное соглашение. Классификация, таким образом, это лишь попытка выразить в сжатом виде наши современные представления, а также способствующее общению.

Классифицировать—это значит определять, а определять—это ограничивать на основании некоторых реальных свойств. Которое же из многих свойств песчаников будет определяющим? Вне всякого сомнения, невозможно основываться на всех свойствах. Какой же выбор должен быть сделан? Мы думаем, что выбор зависит от точки зрения исследователя и назначения классификации. Инженер может выбрать свойства, отвечающие его интересам и касающиеся поведения песчаников в связи с инженерными задачами. Геолог может выбрать разные системы параметров в зависимости от интересующих его вопросов. Но главным в геологии является вопрос о происхождении, и поэтому избираемые параметры должны быть, насколько это возможно, генетическими. Простое перечисление минералов, содержащихся в песке, мало что дает для понимания его происхождения. Возникает необходимость разделить минералы на генетические группы, например; первичные обломочные компоненты и компоненты привнесенного цемента, компоненты, образовавшиеся в результате постседиментационного метаморфизма или выветривания.

Часто говорят, что есть два типа классификаций: описательные и генетические. К этому обычно добавляют, что, хотя в конечном счете нам необходима генетическая классификация, вначале мы не можем обойтись без описательной. В действительности чисто описательная классификация невозможна. Подобная классификация, если она и возможна, будет большей частью бессмысленной, а следовательно, бесполезной. В сущности все геологические «факты» можно объяснить, исходя из генезиса. Понятие «песчаник» является тому прекрасной иллюстрацией. Его трудно определить независимо от его происхождения. Даже такой простой термин, как «галька», имеет генетическую окраску, которая отличает его от других округлых объектов, таких, например, как конкреции.

Геологические термины, такие, как названия пород, отличаются пестротой. Некоторые, были взяты из обычной речи и переопределены. Это касается таких терминов, как «песок» и «глина». Другие возникли в результате необходимости. К сожалению, в процессе употребления термины иногда приобретают значение, совершенно отличное от первоначального. Это часто ведет к отказу от старых терминов и к изобретению новых. Некоторые термины связаны с определенным, («типовым») местом, где они впервые были применены. Примером может служить термин «граувакка». Отказ от подобного рода терминов, к чему призывают многие, не разрешит нашу задачу—задачу определения: и наименования пород.

Итак, для того чтобы классификация имела геологический смысл, она должна основываться на хорошо видимых и генетически важных переменных величинах, поддающихся количественному анализу; наиболее приемлемыми названиями можно считать те, которые соответствуют современному употреблению и не очень отличаются от их первоначального смысла.

ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПАРАМЕТРЫ

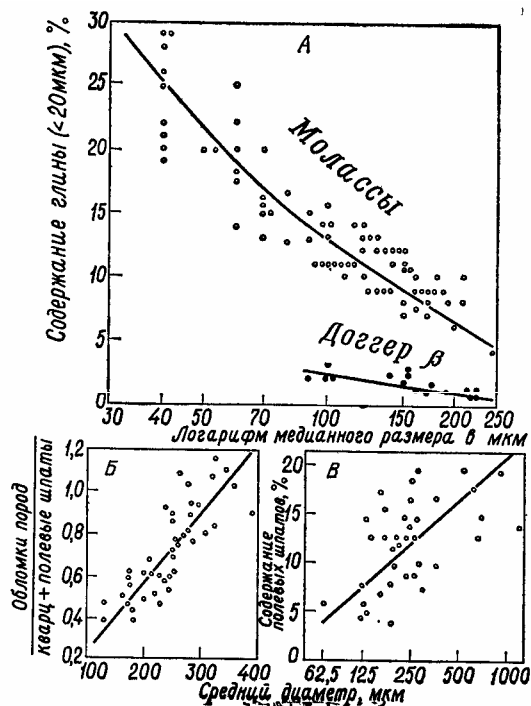
Все три типа песков—терригенные, карбонатные и пирокластические—можно рассматривать с точки зрения соотношения в их составе обломочных зерен, слагающих каркас породы, обломочного матрикса (называемого микритом в том случае, когда карбонат преобладает над глинистым веществом) и хомогенного цемента. Зерна, определяющие структуру песка (структурообразующие зерна—framework grains),— это те зерна, которые сохраняют каркас породы, тогда как поровое пространство может быть частично или полностью заполнено матриксом либо химически осажденным цементом.

Как правило, каркас бескарбонатных песков образуют зерна кварца, полевого шпата и обломки мелкозернистых пород (кремни, известняки, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, стекло, риолиты, прочие вулканические обломки и т. д.). Слюды обычно играют подчиненную роль. Другие зерна, такие, как тяжелые минералы и глауконит, распространены незначительно, за исключением локальных концентраций (например, в россыпях и глауконитовых песках). Тремя главными компонентами, определяющими структуру терригенных и пирокластических песков, являются кварц, полевой шпат и обломки пород.

Должна ли классификация основываться только на определяющих структуру зерен, или же в ней должны учитываться также матрикс и цемент? С этим вопросом тесно связана независимость минералогии

Фиг. 5-1. Скаттер-диаграммы соотношений состава и размеров зерен.

А— сильная (молаессы) и слабая (доггер В) зависимость содержания глины от размеров зерен. Большинство песчаников располагается между этими крайностями. По Фюхтбауэру [29], с изменениями; В— зависимость в девонском песчанике Кэли [1], В— содержание полевых шпатов уменьшается с уменьшением размеров зерен в силурийских и ордовикских турбидитах По Окаде [58], с изменениями.





Фиг. 5-2. Изменение состава с изменением размера зерен в граувакках. Каждая стрелка соединяет образцы из одного разреза. По Фюхтбауэру [30], с изменениями. Направление стрелок — от тонкозернистых песков к крупнозернистым.

и структуры. В петрографии изверженных пород эти две составляющие применяются для определения классов пород и трактуются как независимые переменные. Можно ли применить это к пескам и песчаникам? Другими словами: зависит ли минералогический состав от размера зерен?

Диаграммы распределения почти во всех случаях показывают зависимость между размером зерен и составом (фиг. 5-1). Количество матрикса в породе, а также количественное соотношение его с более крупными фракциями зерен определенным образом связаны, например, чем грубее песок, тем больше в его составе доля обломков пород и поликристаллического кварца. Это последнее отношение мо

жет лежать в основе отделения нижней грубой части градационного песчаника от его более тонкой верхней части (фиг. 5-2). В связи с этим обстоятельством, а также в связи с тем, что изменение величины зерен в песках является скорее правилом, чем исключением, мы полагаем, что классификация со слишком большим количеством подразделений будет вводить нас в заблуждение. Для сведения к минимуму эффекта изменения величины зерен, необходимо, чтобы номенклатура и подразделение не слишком усложнились.

Независимо от принятых в конце концов параметров всегда возникает проблема подразделения и наименования смесей. Сколько подразделений, каковы их границы и какие им дать названия? Возможности тут действительно бесконечны, и, следовательно, представляется удобный случай для индивидуального творчества.

Главные типы песчаников выделяются по доминирующему компоненту. Например, если песок больше чем на 50% состоит из обломков, возникших в результате разрушения более древних пород, то его следует называть терригенным песком; если же 50% или более обломков возникли непосредственно при вулканической эксплозии, то это уже пирокластический песок.

Однако, как только подразделения внутри этих главных типов сделаны, сразу же возникают разногласия, как точно провести границы, даже при условии, что основные параметры пород выбраны одинаково. Предполагалось, что обойти подобные проблемы можно, если вообще не употреблять названий и вместо этого опираться только на один или несколько надежных показателей [8, 29, 70] или же просто отмечать общий состав. Это предложение подразумевает, что количественный петрографический модальный анализ уже произведен. Последний, конечно, необходим для статистической обработки данных, например для факторного анализа при определении конечных петрографических членов. Более того, количественная классификация песчаников не имеет смысла, если модальный анализ не подтверждает ее. Петрологическая интерпретация данного песчаника часто основывается на его количественном анализе — анализе, который позволяет также его классифицировать. Можно представить себе работы, построенные только на модальных анализах и не использующие классификацию или номенклатуру, но при обобщениях авторы их все равно оказываются перед необходимостью дать названия, чтобы понимать друг друга.

ГЛАВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В КЛАССИФИКАЦИИ ПЕСЧАНИКОВ

В последние 25 лет наблюдается непрерывный поток литературы, касающейся классификации песчаников. Большая часть этих работ была обобщена Клейном [42]. Мы не будем детально рассматривать историю дискуссии по поводу классификации и ее противоречий, остановимся лишь на основных ее направлениях. Некоторые из классификационных схем получили широкое распространение, другие же вряд ли использовались кем-либо, кроме их авторов. Многие петрографы предпочитали ту или иную классификацию по ее пригодности для работы с микроскопом, а не по абстрактным или теоретическим соображениям. Мы с пониманием относимся к такому выбору, поскольку классификация действительно имеет ценность только тогда, когда она может быть использована и используется.

Применение микроскопа—одна из основных методик, хотя Крынин и озаглавил свою работу 1948 г. «Макроскопическое изучение и полевая классификация осадочных пород». Несмотря на то что детальные полевые наблюдения с применением лупы могут дать достаточно много, все же сомнительно, чтобы какие-нибудь из предложенных классификационных схем можно было бы использовать без тщательного количественного микроскопического анализа. При полевой классификации выделяют лишь общие типы пород, без количественного их ограничения, и обычно опираются на переменные величины, представляющие наименьший интерес, такие, как цвет или рыхлость осадков. Нетрудно распознать чистые кварцевые песчаники, аркозы с большим содержанием полевого шпата или темноцветные граувакки, т. е. конечные члены классификационного ряда: гораздо труднее точно выделить породы смешанного состава.

Главный шаг на пути создания классификации песчаников был сделан работами Крынина (1940—1948 гг.) и Петтиджона (1943—1957 гг.). Оба автора подчеркивали важность изучения минералогии для выяснения состава материнских пород и тектонических условий в области сноса, но по-разному оценивали роль структуры пород. Ясно, что все последующие предложенные схемы основывались либо на одном из этих признаков, либо на обоих вместе. Главной идеей, заимствованной из петрологии изверженных пород, является употребление треугольной диаграммы состава для изображения модальных анализов и выделения полей внутри ее. Столь же важным было признание того, что относительные количества полевого шпата (или других минералов изверженного происхождения) и кварца (или других осадочных кремнистых минералов) являются ключом к пониманию состава материнских пород, тектонических условий в области питания и процессов выветривания, поставляющих обломочный материал.

Крынин [51] предложил треугольную диаграмму состава, рассматривающую только обломочную фракцию, и разделил породы на классы на основании трехкомпонентной системы: *кварц* (+кремень) — *полевой шпат* (+каолин)—*филлосиликаты* (слюды + хлорит). В то же время он отмечал, что значительная часть слюд и хлорита составляет очень тонкозернистый матрикс (так же как и каолин); это должно означать, что минеральный состав по сравнению со структурой является более важным критерием. Он правильно указал, что для формирования слюдисто-хлоритового компонента большое значение имеют обломки слюдистых пород низких ступеней метаморфизма и обломки некоторых других типов пород. В идеях Крынина главным было количественное и смысловое значение граувакк как песчаников с высоким содержанием слюдисто-хлоритового и переменным полевошпат-каоли-

нового ^компонентов. Он выделил граувакки «низкого» невысокого» ранга в зависимости от относительного количества полевошпат-каоли-нового и слюдисто-хлоритового компонентов. Несколько иной смысл классификации был придан Петтиджоном. Если Крынин рассматривал систему обломки пород—матрикс (смесь слюда + хлорит + глинистое вещество) с чисто минералогической точки зрения, то Петтиджон в работе, где наиболее полно выражены его идеи [65], определил песчаник как 4-компонентную систему. В ней матрикс выделен в самостоятельный компонент наряду с компонентами, представленными обломками пород и образующими каркас песчаника. Компонент «обломки пород» включает в себе те же слюдистые породы низких ступеней метаморфизма, которые Крынин в своей классификации относил к •слюдисто-хлоритовому компоненту. Разница заключается в том, что Петтиджон по существу взял компонент Крынина и разделил его на основании структурных отличий на два. Граувакки высокого и низкого рангов Крынина Петтиджон соответственно называл граувакками и субграувакками. В этой работе доказывалось, что разница в названиях и способе их применения в этих двух классификациях невелика, если рассматриваются граувакки высокого ранга, «настоящие» или «типичные» граувакки, аркозы и ортокварциты. Главные затруднения в классификации связаны с песчаниками, которые содержат немного полевого шпата и всего 10—15% обломочного матрикса неопределенного минерального состава. Значение обломочного матрикса отмечалось как Крыниным, так и Петтиджоном, однако в ранг классификационной составляющей он был возведен лишь Петтиджоном, поскольку тот считал, что матрикс является индексом текучести в обстановке переноса и тесно связан с механизмом турбидитных потоков из плотных глини-,стых сустррнчий.

Известно множество других попыток разрешить неопределенности, связанные с применением как структурных, так и минералогических принципов в рамках одной и той же классификации. Фолк [24] пересмотрел классификацию Крынина и ввел понятие о конечном размере зерна со всеми переходами от гравия к песку, алевроиту и глине; кроме того, количество глины он рассматривал как показатель «структурной зрелости», что расширило понятие о минералогической зрелости. В соответствии с количеством глины и сортировкой фракции структурообразующих зерен песчаники разделяются на незрелые, почти зрелые, зрелые и перезрелые. Гилберт [83] использовал структурный критерий (степень сортировки и обломочный матрикс) для разделения всех песчаников на две группы—вакки и арены. Каждая из этих групп подразделялась согласно общепринятой 3-компонентной системе, использованной Петтиджоном. Границей между двумя группами было принято содержание матрикса, равное 10%. Петтиджон использовал первичную осадочную текстуру для разделения песчаников морского происхождения на две главные группы: граувакки с градационной слоистостью и донными знаками и аркозо-кварциты с косой слоистостью и другими текстурами, связанными с течениями. Было сделано много других предложений, которые расширяли, видоизменяли более ранние классификации или вносили в них поправки (табл. 5-1).

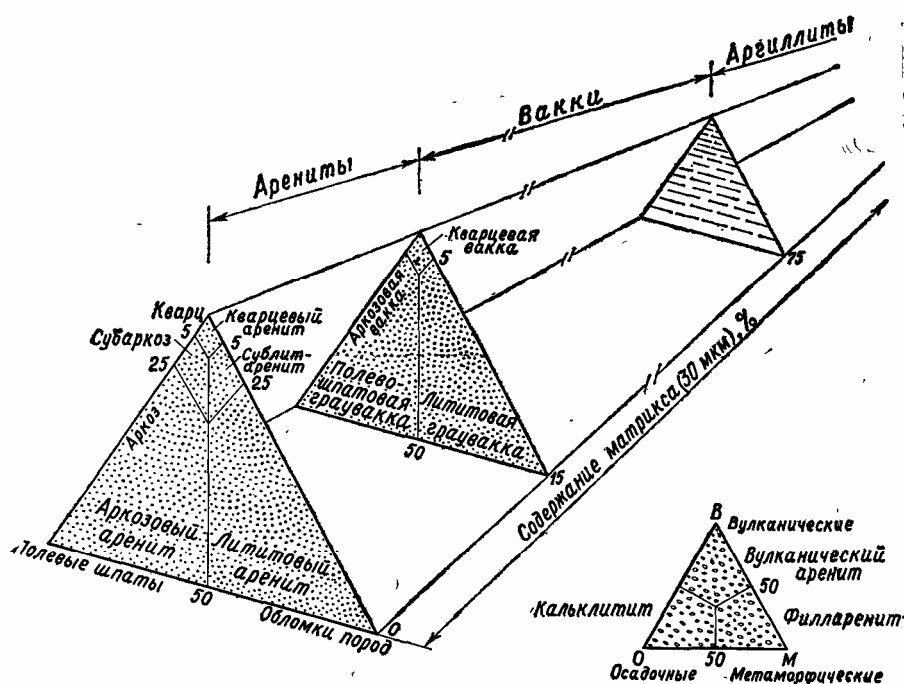
Несмотря на то что ни одна из классификаций не получила всеобщего одобрения, большинство петрографов склоняются к классификационным схемам Крынина, модифицированным Фолком, Петтиджоном и Гилбертом. Литература последнего десятилетия оставляет впечатление, что большинство микроскопистов-практиков предпочитает четко определять структуру и разделять песчаники на две большие группы:

плохо сортированные и богатые матриксом и хорошо сортированные,

бедные матриком. Внутри этой системы понятий имеются незначительные вариации, касающиеся таких предметов, как, например, «вопрос о том, классифицировать ли зерна метаморфических кварцитов, как частицы кварца или же как обломки метаморфических пород. Выбор в бор решения в таких случаях всегда будет варьировать, так как различные песчаники могут требовать «индивидуального подхода» уК выбору наиболее подходящей классификации.

ВЫБОР КЛАССИФИКАЦИИ :-

Классификация, которую мы используем для терригенных песчаников (фиг. 5-3), очень проста и в общем, как это уже отмечалось выше, согласуется с современными представлениями. Она может быть использована как для древних, так и для современных песков. По существу эта классификация основана только на структурообразующих зернах кварца, полевого шпата и обломках пород песчаной размерности. В качестве вторичного признака в классификации различаются «чистые пески», или *арениты*, т. е. пески, в которых матрикс составляет менее 15%, и «загрязненные пески», или *вакки*, в которых матрикса больше 15%. Среди песков, бедных матриксом, выделяются *кварцевые арениты* — породы, в которых содержание полевого шпата или обломков пород не превышает 5%. В прошлом эти песчаники обычно называли *ортокварцитами*. *Аркозовыми аренитами* называют породы, которые содержат полевого шпата более 25%, и это количество превышает содержание обломков пород. К этой группе относятся и *аркозы*. Породы, содержащие 25% и более обломков пород, но с меньшим содержанием полевого шпата называются *лититовыми аренитами* (некоторые сокращенно называют их *лит аренитами*). Могут быть выделены пе-



Фиг. 5-3. Классификация терригенных песчаников (по Дотту [19], с изменениями).

Таблица 5-1 Сводка классификаций теоогенных песчаников СГ561. с изменениями)

Автор	Основа классификации	Классификационные компоненты			Примечания
Фишер, 1933 [21]	Минералогия	Кварц	Полевые шпаты	Обломки пород	Первое применение треугольной диаграммы для состава песчаников
Крынин, 1948 [51]		Кварц	Полевые шпаты и каолин	Слюды и хлорит	Обломки пород не учитываются. Выделение граувакк основано исключительно на содержании слюды и хлорита
Фолк, 1954 [23]		Кварц и кремнь	Полевые шпаты и обломки вулканических пород	Обломки метаморфических пород, слюды, метакварц	Выделение граувакк основано исключительно на содержании метаморфических компонентов. Обломки осадочных пород не учитываются
Ван Андел, 1958 [3]		Кварц	Полевые шпаты	Обломки пород и кремнь	Выделение граувакк основано исключительно на содержании обломков и кремня
Фюхтбауэр, 1959 [28]		Кварц	Полевые шпаты	Обломки пород и кремнь	Выделены богатые глиной и бедные глиной типы песчаников
Хьюберт, 1960 [39]		Кварц, кремнь и метакварцит	Полевые шпаты и обломки полевошпатовых кристаллических пород	Слюды и обломки слюдистых пород	Обломки неслюдистых пород не рассматриваются как основные компоненты. Классификация первоначально разработана для полевошпатовых пород
Фудзи, 1962 [31]		Кварц и кремнь	Полевые шпаты	Обломки пород	Треугольник разделен на пять полей
Мак-Брайд, 1963 [56]		Кварц, кремнь и кварцит	Полевые шпаты	Обломки пород	Крупные кристаллы слюд не учитываются. Выделено 8 классов песчаников
Шутов, 1967 [73]		Кварц	Полевые шпаты	Обломки пород	Треугольник разделен на 12 полей, образующих три основные группы; выделение граувакк основано исключительно на содержании обломков пород

Теодорович, 1967 [75]		Кварц	Полевые шпаты и отношение слюда/хлорит	Обломки пород	18 подразделений треугольника; добавление пирокластического материала требует применения четырехугольной диаграммы и выделение 11 дополнительных подклассов
Толлмен, 1949 [74]	Структура и минералогия	Кварц	Полевые шпаты		Выделение граувакк основано исключительно на содержании матрикса. Обломки пород не учитываются
Дапс, Крамбейн и Слйсс, 1953 [18]		Кварц и кремь	Калиевые и натриевые полевые шпаты	Обломки пород и матрикс	Выделение граувакк основано на сумме обломков пород и матриксе. Кальциевые полевые шпаты не учитываются
Вильяме и др., 1954 [S3], Дотт, 1964 [19]		Кварц, кремь, кварцит	Полевые шпаты	Обломки неустойчивых тонкозернистых пород	Выделены две группы на основе содержания матрикса (пограничное содержание 10%). Граувакки рассматриваются как специальный тип пород, не входящий в классификацию
Бокман, 1955 [9]		Кварц	Полевые шпаты и обломки пород	Глина	Выделение граувакк основано исключительно на содержании глины. Полевые шпаты и обломки пород не дифференцируются
Петтиджон, 1957 г <i>Cpl</i>		Кварц и кремь	Полевые шпаты	Обломки пород	Глинистый матрикс — наиболее важное свойство граувакк
Саху, 1965 [71]		Устойчивые зерна (кварц, кремь, кварцит, турмалин и т.п.) Кварц	Неустойчивые зерна (полевые шпаты, обломки пород и слюды)	Матрикс	Восемь семейств песчаников
Крамбейн и Слосс, 1966 [46]		Кварц	Полевые шпаты	Глина, серицит и хлорит	Обломки пород не учитываются. Выделение граувакк основано на содержании глины, серицита, хлорита и полевых шпатов
Богс, 1967 [8]		Устойчивые силикаты	Полевые шпаты	Неустойчивые зерна	10 основных классов и 10 подклассов
Лакем, 1954 [60]	Текстура, структура и минералогия	Кварц и кремь	Неустойчивые минералы и обломки пород	Матрикс	Выделены две группы. Выделение граувакк основано на их отложении мутьевыми потоками
Крук, 1960 [16]		Кварц и кремь	Неустойчивые минералы и обломки пород	Матрикс	Выделены три группы. Выделение граувакк основано на их отложении мутьевыми потоками

редодные классы, такие, как субаркозы и сублитвакки, или протоквар. ЦИТИ¹ (ф«Г. 5-3).

Полевошпатовый аренит—это широко используемый всеобъемлющий термин. Многие арениты содержат некоторое количество полевого шпата, иногда значительное. В настоящей работе любой песчаник, со¹ держащий 5% и более полевого шпата, называется полевошпатовым В соответствии с таким пониманием термина к полевошпатовым песчаникам будут относиться субаркозы, аркозы, некоторые литарениты и большинство граувакк. Читатель должен обратить внимание на то, что наркоз» здесь определяется в очень узком смысле Обычно аркозом называют песчаник, содержащий 25% и более полевого шпата В большинстве случаев это верно, но по принятому нами определению аркоз дождей содержать полевого шпата больше, чем обломков пород. Если этого не наблюдается, то породу следует называть *полевошпатовым лититовым аренитом*. Вслед за Гилбертом мы делим аркозы на *арко-зовЫе арениты* («чистые» аркозы) и *аркозовые вакки* («загрязненные» аркозы), последние из которых содержат заметное количество матрикса

Литаренитами (сокращение от лититового аренита) называются такие арениты, которые содержат 25% и более обломков пород и минимальное количество матрикса. Как правило, обломки пород имеют пе-литовый облик (сланцы, алевролиты, глинистые сланцы, филлиты и слюдяные сланцы). В связи с этим литарениты с подобными филлоид-ными обломками были названы *филларенитами* [27]. Большинство ли-тито&ых аренитов являются филларенитами. Другим важным типом пород являются те песчаники, в которых преобладают обломки известняков или доломитов. Для этих карбонатных песков был предложен термин *кальклитит* [27], в то время как породы, возникшие в результате биохимического и химического осаждения, получили название *кальк.аренитов*. Если в обломочной фракции лититового аренита преобладают обломки кремней, то такие образования могут быть названы кремневыми аренитами (черт-аренит). Если обломки пород возникли при разрушении экструзивных пород или лавовых потоков, то литито-вые арениты называют *вулканомиктовыми аренитами*.

Переходная порода, содержащая меньшее количество обломков пород, называется *сублитаренитом* Для этих песчаников Крынин употреблял название *протокварцит* [см. 62]. Соответственно термин *субаркозы* употребляется для переходного класса аренитов, которые содержат полевого шпата меньше, чем аркозы, а обломки пород либо отсутствуют, либо находятся в незначительном количестве.

Для песчаников, содержащих значительное количество матрикса (15%), было принято общее название *вакки* [21, 83], причем большие споры вызывал термин *граувакки*. Мы сохраняем этот термин; различаем два главных класса в зависимости от преобладания в обломочной фракции полевого шпата или обломков пород: *полевошпатовые граувакки* и *лититовые граувакки*. *Кварцевые вакки* составляют меньшую и относительно незначительную группу.

Итак, в зависимости от количества матрикса, песчаники могут быть разделены на две главные группы Обычные пески, или арениты, с небольшим количеством матрикса делятся на три главных семейства:

кварцевые арениты, аркозовые арениты, лититовые арениты — и два подсемейства: субаркозы и сублитарениты В зависимости от преобладающих в обломочной фракции обломков пород исследователь может выделять более узкие подразделения песков внутри семейства лити-товых аренитов. Следует обратить внимание на то, что минералогия или состав цемента в классификации не отражены Петрограф может

и должен указывать на характер цемента, используя прилагательное, например: известковистый субаркоз.

Приведенная выше классификация основана на минеральном составе и в целом практически не отражает обстановки осадконакопления. Например, кварцевый аренит может отлагаться в субаэральных условиях (дюны), в водных потоках или на пляжах. Точно так же аркозовый аренит мог быть отложен в аллювиальном конусе подножия или на морском шельфе. Поскольку тип материнских пород очень сильно влияет на минеральный состав, эта классификация тесно связана с составом пород области сноса и в конечном счете с тектоникой.

Мы использовали обломочный матрикс в качестве классификационного критерия, несмотря на то что так же, как по поводу «микрита» в карбонатных породах, среди петрографов отсутствует согласие в отношении верхнего предела размера частиц в матриксе. Должен ли этот размер ограничиваться 4 мкм (или 1/256 мм), как это предусмотрено шкалой Уэнтурта? Большинство считает, что этот размер должен быть большим: одни определяют его в 20 мкм, другие в 30, а некоторые даже в 62,5. Мы приняли наибольший размер обломков матрикса равным 30 мкм. Эта величина представляется нам наиболее удовлетворительной, хотя мы и понимаем, что другие исследователи могут менять этот предел.

Становится все более ясным, что матрикс не является целиком продуктом первичного накопления. Наряду с первичным захватом матрикс может быть привнесен сразу же после отложения инфильтрацией вод или образоваться в результате диагенеза. Доказательством диагенетического происхождения большей части матрикса древних турбидитов является их сходство с современными и третичными турбидитами, которые представлены мощными толщами ритмично переслаивающихся песков, часто обладающих градационной слоистостью, но отличающихся полным отсутствием обломочного матрикса [17, 40]. Наблюдения показывают, что матрикс в большинстве случаев может возникнуть в результате преобразования аргиллитовых и вулканических обломков пород после осаждения. Например, раздавливание обломков аргиллитовых пород может разрушить их первичную структуру до такой степени, что они становятся неотличимыми от обломочного тонкозернистого матрикса. И наконец, матрикс является также продуктом химического осаждения в межзерновом пространстве. К сожалению, установить происхождение материала глинистой размерности довольно трудно. Матрикс может быть также замещен химически осажденным карбонатным цементом. Вслед за Фишером [21], Гилбертом [83] и Доттом [19] мы считаем, что термин «вакка» можно употреблять вместо термина «аренит» в том случае, когда песчаник содержит более 15% матрикса, но следует помнить, что термин сам по себе является описательным и ничего не говорит ни о механизме переноса, ни о происхождении матрикса. Такое толкование термина «вакка» отличается от того, как понимают его другие исследователи, которые приравнивают вакку к песчанику, предположительно, отложенному мутьевым потоком, стекавшим вниз по дну под действием гравитационных сил. В нашей терминологии «вакка» является синонимом терминов «илистый» или «глинистый песок» или «песчаник». При исследовании современных песков термин «илистый», возможно, наиболее предпочтителен для вакк, в которых присутствует более 15% матрикса.

Если же, как это было отмечено выше, какое-то количество матрикса (малое или существенное) возникает в процессе диагенеза или имеет постседиментационное происхождение, то использование его в качестве одного из классификационных критериев противоречит на-

шему правилу не принимать во внимание диагенетические черты, в частности осажженный минеральный цемент. Характеристика последнего в нашей классификации может быть дана лишь в форме определения к основному названию песчаника. Мы отдаем себе отчет в этом несоответствии, но находим оправдание в том, что наши рассуждения касаются преимущественно граувакк—песчаников, в которых содержание матрикса всегда значительно. Проблема граувакк более подробно рассмотрена в следующей главе.

В предлагаемой нами классификации учитываются зависимость минерального состава от величины зерен и роль диагенеза в происхождении матрикса. Следовательно, можно надеяться, что скромную схему на фиг. 5-3, показывающую место многих петрографических типов, можно разумно использовать. Применяя соответствующие определения, эту классификацию можно также использовать для песков необычного состава. Если, например, будет встречен аренит, в котором преобладает оливин, то его следует назвать оливиновым аренитом. Если же облик породы будут определять кусочки стекла, то этот песчаник должен быть назван витритовым аренитом.

Полное описание должно, конечно, отражать и структурные особенности (табл. 3-1), поэтому конечное название породы может быть сложным: «среднезернистый, хорошо сортированный лититовый аренит». Таким образом, порядок следующий: величина зерна, сортировка и название породы. К названию, если это кажется необходимым, могут быть добавлены степень цементации, пористость, а возможно, и цвет.

Как же быть с карбонатными или калькарениновыми песками? Как и в их терригенных аналогах, их основными компонентами являются структуроопределяющие зерна, микрит и хемогенный цемент. Зерна, определяющие структуру, возникшие внутри бассейна осадконакопления и обычно испытывавшие некоторый перенос, называются *аллохемами*. В связи с тем что аллохемы, включающие в себя и органогенные обломки, могут быть расчленены на многие группы, при определении и картировании калькаренинов необходимо привлекать гораздо большее число характеристик, чем при изучении терригенных песков. Классификации карбонатных песков многочисленны и разнообразны [37].

Проблемы, связанные с микрокристаллическим кальцитом в карбонатных породах, сопоставимы с аналогичными проблемами, связанными с матриксом терригенных песчаников. Отличить обломочный микрит от микроспара, возникшего в результате более поздней вторичной перекристаллизации, так же трудно, как и разгадать превращения, которые испытал матрикс в лититовых аренитах. Трудности изучения карбонатных пород были подчеркнуты Фолком [26].

СЛОВАРЬ НАЗВАНИЙ, ПРИМЕНЯЕМЫХ К ПЕСКАМ И ПЕСЧАНИКАМ

Большой интерес к проблеме классификации и номенклатуры песчаников возник после издания в 1948 г. специального выпуска *Journal of Geology*, посвященного классификации осадочных пород, главным образом в связи со статьей Крынина, в которой была изложена рациональная классификация песчаников. Этот интерес привел к быстрому появлению новых терминов и разнообразному переопределению старых. Такое размножение терминов легло бременем на среднего читателя и привело к путанице и потере взаимопонимания. Очевидно, необходим словарь, в котором содержались бы как новые, так и старые термины, а также давались ссылки на оригинальное определение в случае новых терминов и перечислялись варианты в употреблении и переопределении старых.

Имеется только один известный нам словарь, посвященный петрографической терминологии песчаников. Он был подготовлен Алле-иом и опубликован в Report of the Committee of Sedimentation Национального исследовательского совета в 1936 г. Этот словарь очень помогает при расшифровке старых названий.

Мы включили в наш словарь все известные нам термины (даже те, которые, по нашему мнению, лучше было бы забыть), а также вышедшие из употребления новые и старые названия. В главе, посвященной петрографии песчаников, читатель увидит, что нам необходимо относительно небольшое количество названий, не более 12—15, из сотни наименований, содержащихся в словаре. Тем не менее читатель встретит много терминов, хороших или плохих, полезных или бесполезных, которые нуждаются в объяснении.

Мы включили в словарь только названия пород. Термины, обозначающие структуры или текстуры песчаников, опущены. Это восполняется в некоторой мере общими словарями, а в части, касающейся текстур,—специальным словарем Петтиджона и Поттера [67].

Там, где это было возможно, мы давали ссылку на первоисточник; эта ссылка помещается непосредственно вслед за термином. Однако, ввиду того что многие термины, такие, как «гравий», «песок», «браун-стон» и многие другие широко употребляются в разговорном языке или в профессиональном языке петрографов, не всегда возможно дать ссылку на первоисточник.

Давать все варианты употребления многих хорошо известных терминов скорее всего нецелесообразно. Было бы трудно, например, проследить и дать обзор всех определений песка по величине зерна. Попытка количественно обосновать многие названия пород привела к широким вариациям в определении этих терминов. Вопрос заключается не только в широком выборе минералогических параметров, употребляемых для классификации (например: куда следует включать обломки кремней — в кварцевую составляющую или в обломки пород), но и в большом разнообразии границ содержания этих компонентов. Комбинации и перестановки, как это бывает в действительности, весьма разнообразны. Составление полных таблиц было бы утомительным занятием, и они были бы громоздки для употребления. Многие из этих вариантов были показаны графически Клейном [42] в обзоре, посвященном проблемам классификации.

Термины в словаре перечислены в алфавитном порядке. Определения, если они имеются, помещены сначала, а не после, например «полевошпатовая граувакка». Такой порядок наиболее прост для построения; любой другой порождает целый ряд проблем. Мы думаем, например, что проще включить в список и найти в нем «коралловый песок» или «лититовую граувакку», чем «песок коралловый» или «грау-вакку лититовую».

Мы ограничили наш словарь терминами, которые приняты в английской литературе.

Автоаренит (autoarenite (—yte) [33,34])—песок, возникший при дроблении, порожденном движениями земной коры или тектоническим давлением; размер песчинок эквивалентен автокластическим брекчиям.

Днемосиликарениит (anemosilicarenite [33, 34]) — оловый песок силикатного состава.

Дрениит (aler.ite [33, 34]). 1. Термин латинского происхождения (arena—песок), употребляемый для обозначения консолидированного, или литифицированного, песка вне зависимости от его состава. Состав может обозначаться соответствующей приставкой, например, калькарениит, силикарениит. Прилагательное—аренитовый. 2. Песчаник, содержащий менее 10% матрикса, противоположен вакке [83]. *Синонимы:* песчаник, псаммит.

Аркоз (arkose [10]) 1 Песчаник, образованный главным образом в результате разрушения гранатов По определению Броньяра, содержит грубые зерна кварца и полевого шпата 2 Любой полевошпатовый песчаник 3 Песчаник с высоким содержанием полевого шпата (30% и более) [48] 4 Аренит, или песчаник, содержащий 80% и более кварца и полевого шпата, а обломков пород и полевого шпата более 25% Количество полевого шпата превосходит количество обломков [66] 5 Общий термин, охватывающий, а) аркозовые арениты—чистые пески с содержанием полевого шпата 25% и более, б) аркозовые вакки — пески, содержащие матрикса более 10% и полевого шпата более 25% [83]

Аркозит (arkosite [77]) 1 Хорошо сцементированный аркоз, сцепление между зернами отсутствует (см аркозитит) 2 Аркоз, являющийся литифицированным эквивалентом кварцита [36] *Синонимы* кварцитовый аркоз, аркозовый кварцит

Аркозитит (arkosite [77])—сцементированный аркоз, наблюдается срастание зерен, имеет такое же отношение к аркозиту, как кварцевый песчаник к кварциту

Аркозовая вакка (arkosic wacke) [83] — вакка, в которой зерна полевого шпата преобладают над обломками пород полевошпатовая граувакка

Аркозовая граувакка (arkosic graywacke) [83] — граувакка с большим количеством полевого шпата плотная темноокрашенная аркозовая вакка

Аркозовый аренит (arkosic arenite) [83]—аренит без матрикса (менее 10%), количество полевого шпата превосходит количество обломков пород аркоз

Аркозовый песчаник (arkosic sandstone) — аркоз полевошпатовый песчаник

Артикулит (articulite— согласно Холмсу [38], термин был применен Уэтериллом в 1867 г для некомпетентных песчаников Термин не получил широкого распространения.

Асфальтовый песок (asphaltic sand) — естественная смесь асфальта с разными количествами песка, гудронный песок, битуминозный песок

Атмосиликаренит (aunosilicarenite (—yte) [33]) — кремнистый песок возникший при разрушении материнских пород под действием атмосферных явления (выветривание), примером является дресва Ее образование связано с пассивным действием атмосферы, в противоположность активному в случае анемосиликаренита

Вязальный аркоз (basal arkose) — аркозовый песчаник в основании осадочного разреза, несогласно залегающего на гранитах, аркозовый эквивалент базального конгломерата гранитного состава Может постепенно переходить вниз по разрезу в элювиальный или остаточный аркоз

Бескварцевая вакка (quartz free wacke) — вакка, содержащая более 90% неустойчивых минеральных компонентов

Биоаренит (bioarenite (—yte) [33, 34]) — песок возникший в результате деятельности живых организмов, включая и человека, например кровельные гранулы, получающиеся при дроблении кварцитов, зеленокаменных и других пород

Битуминозный песок (bituminous sand) — смесь асфальта и песка *Синонимы* асфальтовый песок, гудронный песок

Вакка (wacke) 1 Несортированная смесь песка, алевроита и глины, суглинок 2 Породы в которых обломочные зерна распределены в равных пропорциях по разным фракциям [21] 3 Песчаник, содержащий 10% и более глинистого матрикса [83] 4 Грязно зеленая и коричневатая черная глина, возникшая (*in situ*) как конечный продукт разложения базальтов [32]

Вулканическая вакка (volcanic wacke [83]) — вулканический песок, в котором матрикс состоит из тонких вулканических обломков, разновидность граувакки, имеющая непосредственно вулканическое происхождение

Вулканомиктовый аренит (volcanic arenite) 1 Лититовый аренит, состоящий из терригенного вулканического детритуса эпикластического происхождения 2 Аренит, состоящий из пирокластического материала включающего обломки пород, кристаллов, стекла и туф *Синоним* вулканомиктовый песчаник

Вулканомиктовый песчаник (volcanic sandstone) — см вулканомиктовый аренит

Вулканокластовый песчаник (volcaniclastic sandstone [22]) — песчаник, состоящий либо из пирокластических обломков, либо из терригенного вулканического детритуса эпикластического происхождения

Ганистер (ganister, gannister)—твердая компактная порода с высоким содержанием кремния и тонко равномернозернистой структурой песка, сложена преимущественно угловатыми обломками кварца, сцементированного вторичным кремнеземом Тонкозернистый кварцевый песчаник, состоящий из угловатых зерен, сцементированных кремнеземом [76, 83] Название происходит от местного наименования разновидности песчаников угольных месторождений Йоркшира и Дербишира [69]

Гидраренит (hydrarenite (yte) [33, 34]) — песчаник любого состава, отложенный в водной среде

Гидросиликаренит (hydrosilicarenite (—yte) [33,3i]) — песчаник с большим количеством силикатных обломков (кварц, полевой шпат- и т Д), отложенный в водной среде

Глинистый песчаник (argillaceous sandstone) — термин «глинистый песчаник» является неточным определением смешанных песчаников, которые содержат неопределенные количества тонкого алеврита и глины [83]. Употребляется иногда как синоним «вакки» и полевого термина «загрязненный песчаник».

Глауконаренит (glauconarenite (-yte) [33]) — глауконитовый песок.

Глауконитовый песчаник (glauconitic sandstone)—см. гринсенд.

Гранитные наносы (granite wash). 1. Общий термин, применяемый к языкообразным залежам плохосортированных и малоокатанных аркозов, переслаивающихся с обычными осадками, образовавшимися в результате разрушения близрасположенных погребенных гранитных холмов. 2. Может также применяться к современному аллювию, образующемуся вблизи от обнаженных гранитных холмов.

Гранулит (granulite (-yte) [33])—зернистые породы песчаной размерности, но не обломочного происхождения (за исключением оолитовых песков); соответствует термину «аренит». В настоящее время этот термин применяется для крупнозернистых метаморфических пород, таких, как «пироксеновый гранулит».

Граувакка (graywacke, gleywacke [53]). Название было впервые применено Лазиусом к темным плотным песчаникам кульма (палеозой) Гарца. От немецкого «grauwacke»—серая вакка 1. По определению Гейке [32], это «... плотный агрегат окатанных или субугловатых зерен кварца, полевого шпата, глинистых сланцев или других минералов или пород, сцементированных глиной, цвет которой, как это показывает само название, серый ... От обычных песчаников эти породы отличаются более темной окраской, большей твердостью, разнообразием присутствующих в них зерен и, кроме того, более плотным цементом, в который погружены зерна. Для более четкого понимания этого термина предпринимались многочисленные попытки его переопределения. Для этого были использованы 1) количественное содержание матрикса («пасты») и 2) количество неустойчивых компонентов (полевые шпаты и частицы пород). Петтиджон [65], например, считал обязательным наличие 15% или более матрикса и 25% или более неустойчивых компонентов. 2. Другие исследователи исходили из классического определения и распространяли его на песчаники, существенно отличающиеся от типичных граувакк. При этом некоторые игнорировали матрикс, а другие исключали полевой шпат. Например, Крынин [48] определял граувакку просто как «обломочную породу, содержащую значительное количество (20% и более) обломков темных пород или темных железомagneзиальных минералов». Позднее [50] он подчеркивал лишь наличие обломков пород, и главным образом кремней, глинистых и кристаллических сланцев и т. д., т. е. преимущественно метapelитов низкой стадии метаморфизма. Это было поддержано Фолком [23]. Все граувакки при таком определении представляют собой лититовые арениты (филларениты). В этом же смысле термин употребляется и Шутовым [73]. Недавно Фолк отказался от термина «Граувакка» и заменил его «лититовым аренитом». 3. Граувакки также определялись как «разновидность песчаников, сложенная материалом, образованным при разрушении основных изверженных пород с зернистой структурой ...» При таком определении граувакки являются железо-магнезиальным эквивалентом аркозов [79]. Такое толкование термина не получило признания. Обзор проблем, связанных с определением граувакк, сделан Доттом [19].

Граувакка высокого ранга (high-rank graywacke [50]) — преимущественно лититовый аренит или песчаник с заметным количеством обломочного полевого шпата; также и классическая Граувакка, богатая полевым шпатом. Синонимы: полевошпатовая Граувакка [23], полевошпатовый литаренит [27].

Граувакка низкого ранга (low-rank graywacke [50]) — в большинстве случаев лититовый аренит; кроме того, Граувакка в классическом понимании: с малым количеством или отсутствием полевого шпата.

Гринсенд (greensand) — пески, содержащие заметное количество глауконита (зеленые пески), обычно состоят из кварца и глауконита, смешанных в самых разных пропорциях. Синонимы: глауконаренит, глауконитовый песчаник

Дресва (gruss, grus) — обломочные продукты разрушения гранитов *in situ* с незначительным разложением или без него. *Синонимы:* остаточный аркоз, элювиальный аркоз. Название употребляется также для любых тонкодесинтегрированных, однако не разложенных при выветривании пород.

Железистый (бурый) песчаник (brownstone) — железистый кварцевый песчаник, в котором зерна обычно покрыты окислами железа [35]. Термин прежде широко применялся для красновато-коричневых триасовых песчаников, интенсивно разрабатываемых на востоке США для строительных целей (в частности, порландский камень в Коннектикуте). Для других песчаников этот термин почти не применялся.

Жерновой камень, барстон (burr'stone, buhrstone) — назывался также «Burrh-stone» [44] или «burrstone». Название употреблялось для обозначения пористых кремнистых песчаников с угловатыми зернами, годных для изготовления жерновов. Многие геологи считают, что этот термин не имеет конкретной геологической нагрузки и-Холжен быть изъят из употребления. [2].

Итаколумит (itacolumite) — особый тип кристаллического сланца с кварцем, названный по горе Итаколуми в Бразилии. Сложен сросшимися кварцевыми зернами и некоторым количеством слюды, которая обуславливает относительную некомпетентность породы [61]. Встречается также в Северной Каролине и других местах. Некоторые исследователи относят итаколумит к метаморфическим породам, а не к песчаникам. По мнению Холмса [38], термин принадлежит Гумбольдту. *Синоним*: некомпетентный песчаник.

Калькаренит (calcarenite (-yte) [33, 34]) — песчаник, состоящий из зерен карбоната кальция с карбонатным цементом или без него. Обычно рассматривается как известняк, образовавшийся внутри морского, а не континентального бассейна (сложен оолитами, органогенными обломками и интракластами). Континентальные пески, образовавшиеся за счет разрушения более древних карбонатных пород, называют каль-клититами.

Калькарениновый ортокварцит (calcareaceous orthoquartzite [66])—песчаник, состоящий из примерно равных количеств обломочного карбоната и кварца.

Кальклитит (calclithite [25])—терригенный песчаник, содержащий более 50% карбонатных обломочных частиц, возникших при выветривании и эрозии более древних известняков и доломитов. Цифра 50%, вероятно, не является единственно возможной, 25% обломков пород уже определяют породу как лититовый аренит; 50% от этого количества или более должны быть терригенным карбонатным детритом. Кварцаренит (quartzarenite) — сокращение от кварцевого аренита. Кварцевая вакка (quartzwacke [21]). 1. Вакка, содержащая менее 10% неустойчивых минеральных компонентов. 2.

Переопределена как песчаник, содержащий 10% и более матрикса и не более чем по 10% обломочного полевого шпата и частиц пород [83]. 3. Термин употреблялся Крамбейном и Слоссом (1963) как синоним субграувакки Петтиджона [64].

Кварцевая граувакка (quartz graywacke [83]) — исключительно богатая кварцем граувакка; кварцевая вакка.

Кварцевый аренит (quartzarenite [83])—песчаники, состоящие главным образом из кварца, лишенные заметного количества матрикса (менее 10%) и содержащие не более 10% полевого шпата либо частиц пород. Большинство авторов ограничивают допустимое «загрязнение» породы полевым шпатом или частицами пород величиной, не превышающей 5%. *Синонимы*: кварцевый песчаник, ортокварцит, кварцаренит.

Кварцевый песчаник (quartzose sandstone). 1. Песчаник, состоящий на 95% и более из обломочного кварца, который, однако, не сцементирован кремнеземом, что отличает его от сцементированного кремнеземом кварцитового песчаника [48]. 2. Песчаник, содержащий 95% и более обломочного кварца, по существу синоним терминов кварцевый аренит или ортокварцит.

Кварцит (quartzite). Термин «кварцит» обычно применяется для обозначения метаморфических пород, образовавшихся при перекристаллизации песчаника. Он был определен Холмсом [38] как «зернистая метаморфическая порода, представляющая собой перекристаллизованный песчаник и состоящая преимущественно из кварца». Термин «кварцит» стал включать в себя и осадочные кварциты (ортокварциты) или песчаники, сцементированные кремнеземом, который обрастает каждое обломочное кварцевое зерно и оптически с ним неразрывен. Термины «метакварцит» или «пара-кварцит» сохраняются для настоящих метаморфических кварцитов. Кварциты были определены также как породы, которые колются главным образом поперек составляющих их зерен, а не между зернами.

Кварцевый grit (quartzitic grit) — грубозернистый песчаник со свойствами кварцита.

Кварцевый песчаник (quartzitic sandstone)—осадочный кварцит [48]; песчаник, приближающийся по своему характеру к кварциту; ортокварцит.

Кварцменгвакка (quartzmengwacke [21])—вакка, содержащая от 10 до 33% неустойчивых минеральных компонентов.

Класмошист (clasmoshist) — термин, приписываемый Робертсом [69] Конибиру, который употреблял это название вместо граувакки. Термин вышел из употребления.

Коралловый песок (coral sand) — изаестковистый песок, возникший в результате разрушения рифовых пород. Коралловый детритус слагает заметную, но не обязательно преобладающую часть обломков.

Кремневый аренит (chert arenite [27]) — лититовый аренит, в котором обломки кремней (черта) преобладают над другими обломками пород.

Кремнистый песчаник (siliceous sandstone). 1. Песчаник, сцементированный кремнеземом; твердый кварцитовый песчаник. 2. Песчаник, обломочные компоненты которого содержат кремнезем (кварц, полевой шпат и т. д.).

Кристаллический песчаник (crystal sandstone).—1. Песчаник, в котором кальцит отложен в порах в виде крупных включений или агрегатов, имеющих едгатающую кри-й-ал. Уографическую ориентировку, в результате чего возникает «пойкилобластов&е» строение или эффект «пятнистого блеска». В некоторых редка встречающихся песчаниках с неполной цементацией карбонат присутствует в виде заполненных песком ска-леноэдрических кристаллов кальцита — «песчаных кристаллов». 2. Более часто термин

применяется к песчанникам, в которых кварцевые зерна были увеличены вследствие отложения вторичного кремнезема, поэтому в зернах видны регенерированные кристаллические грани и в некоторых случаях наблюдаются почти совершенные идио-морфные кристаллы кварца. Кристаллические песчанники этого происхождения сверкают на ярком солнечном свете. Иногда эти породы называются «алмазными песчанниками».

Крупнозернистый песчанник, grit (grit). Термин вначале употреблялся как местное название для грубозернистых песков или песчанников [41], например жерновой grit. Позднее крупность зерен стала частью определения [38].

Литаренит (litharenite [56])—сокращение от «лититового арениита». Определяется как песчанник, содержащий более 25% обломков пород и менее 10% полевого шпата.

Лититовая аркозавая вакка (lithic arkosic wacke [11])—граувакка, в которой полевой шпат преобладает над обломками пород. *Синоним:* полевошпатовая граувакка [65].

Лититовая вакка (lithic wacke [83])—песчанник с 10% или более матрикса и с существенным содержанием обломочных частиц пород, количество которых больше количества полевого шпата; «лититовая граувакка» Гилберта представляет собой очень твердую и серую лититовую вакку. *Синоним:* лититовая граувакка Петтид-жона [65].

Лититовая граувакка (lithic graywacke [65])—граувакка, в которой обломки пород преобладают над полевым шпатом.

Лититовый аренит (lithic arenite [83])—песчанники, содержащие менее 10% матрикса, в котором неустойчивые и тонкозернистые частицы пород имеют существенное значение. *Синонимы:* граувакка низкого ранга Крынина или лититовый песчанник Петтид-жона

Лититовый аркоз (lithic arkose [27]) — аркоз, в котором отношение полевого шпата к обломкам пород колеблется в интервале значений 1:1 и 3:1 [27]; аркоз, содержащий более 10% обломков пород [56].

Лититовый песчанник (lithic sandstone [65]). 1. Песчанник, содержащий менее 15% матрикса и 5% и более полевого шпата и обломков пород, причем количество обломков пород преобладает над количеством полевого шпата. Подразделяются на суб-граувакки и протокварциты. 2. Теперь (1970) этот термин считается равнозначным лититовому арениту; для этой породы характерно содержание 25% и более неустойчивых компонентов при преобладании обломков пород над полевым шпатом. *Синоним:* лититовый аренит по Гилберту [83].

Лититовый субаркоз (lithic subarkose [56])—песчанник или аренит, содержащий 'большие, но примерно равные количества обломочного полевого шпата и обломков пород (более 10%, но менее 25%). Употребление термина «лититовый субаркоз» предпочтительнее 'по сравнению с более громоздким, не более точным по смыслу термином «полевошпатовый сублитаренит»

Лититовая субаркозавая вакка (lithic subarkosic wacke [11])—вакка с примерно равными количествами полевого шпата и обломков пород, но не более чем 25% жадной из этих составляющих.

Менгвакка (mengwacke [21])—вакка, содержащая 33—90% нестабильных минеральных компонентов.

Метакварцит (metaquartzite [50])—кварцит метаморфического происхождения, в отличие от ортокварцита — первично осадочного кварцита. *Синоним:* паракварцит [77].

Микробрекчия (microbreccia) — плохосортированные песчаные породы, в которых зерна имеют резко угловатую форму [83].

Молассовый песчанник (molasse sandstone [12])—песчанник молассовой фации; по характеристике Кайё, это плохокатанные, плохосортированные и грубые пески, богатые обломками пород и обычно известковистые. Вероятно, в целом, это лититовые аренииты, местами аркозовые аренииты. Возникают в результате разрушения недавно поднятых орогенических поясов.

Некомпетентный песчанник (flexible sandstone) — см. итаколумит.

Нефтеносный песок (oil sand) — песок, насыщенный нефтью.

Окремнелый кварцевый песчанник (silicinate quartzose sandstone [2]). Прилагательное «silicinate», так же как и «calcarinate» и «ferruginate», применяется для характеристики состава цемента.

Остаточный аркоз (residual arkose) — аркоз, возникший *in situ* в результате дезинтеграции гранита, не перемещенный с места аркоз. Также носит название элювиального аркоза (sedimentary arkose), который обычно постепенно переходит в подстилающие граниты [5]; сопоставим с дресвой.

Ортоаренит (orthoarenite [55])—аренит, в котором обломочный матрикс составляет менее 15%.

Ориокварцит (orthoquartzite [77]). 1. Песчанник, превращенный в кварцит с взаиморастающими зернами, «цементированный только в результате инфильтрации и давления», в противоположность «чаракварциту», т. е. кварциту, возникающему

главным образом при контактовом метаморфизме [77] 2 Термин был возрожден Крыниным [49—51] для песчаников, почти полностью сложенных обломочным кварцем Несмотря на то что обычно эта порода сцементирована кварцем и является по характера типично «кварцевитовой», она часто содержит и некоторое количество карбонатного цемента, по мере увеличения этого силикатного материала ортоквациит становится менее компетентным Этот термин при его употреблении был распространен на все уплотненные или, наоборот, рыхлые песчаники, в которых содержание обломочного кварца составляет 95% и более [66] *Синонимы*, кварцевый аренит, кварцевитовидный песчаник [48], осадочный кварцит, а также кварцевый песчаник [48], который содержит 95% и более кварца, но не сцементирован кремнеземом

Паракварцит (paraquartzite [77])—настоящий кварцит, возникший при метаморфизме песч. никл под воздействием температуры и давления *Синоним* метаквар-зит

Параренит (paragente [55]) — аренит с обломочным матриксом, количество которого колеблется от 15 до 70%, приставка «рпа» может употребляться с другими терминами например паралитит Мы предложили бы употреблять эту приставку для любого песчаника богатого матриксом, все равно, каким именно обломочным или диагенетическим

Песок (sand) 1 Несвязный зернистый материал определенного размера (обычно от 1/16 до 2 мм в диаметре) Может иметь органогенное, хемогенное, вулканическое или обломочное происхождение, характеризуется широкими вариациями таких компонентов как содержания CaCO_3 , SiO_2 , $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и др 2 Обломочный материал с определенными размерами 3 Термин, применяемый к кремнеземистым обломочным отложениям, сложенным преимущественно частицами кварца 4 Материал, имеющий конечную скорость падения меньшую, чем скорость течения восходящих потоков а начальную— такую что зерна, лежащие на поверхности, перестают двигаться под влиянием сдвига и прямого давления жидкости, и ударов других движущихся зерен [4] 5 Термин, применяемый при бурении для нефтеносных горизонтов Многие определения придают особое значение «водной обработке», «фрагментации», «класности» и «детритивности» Однако многие пески не обработаны водой, например дресва, другие не являются обломочными, например оолитовые пески, третьи не содержат кремнезема, например гипсовые пески, а четвертые не являются детритивными, например коралловый песок

Песчаная порода (sand rock [77])—рыхлый или слабо сцементированный песок Также народное название в Аппалачах

Песчаник (sandstone) — определен Лайелем [54] как «любая порода, представляющая собой сцементированный песок, в котором зерна состоят из известкового, кварцевого или любого другого материала» Практически только уплотненные кварц-содержащие пески называются песчаниками Сцементированный известковый песок должен быть назван известняком

Плагиоклазовый аркоз (plagioclase arkose [27])—аркоз, в котором полевошпат представлен главным образом плагиоклазом

Плывун (quicksand)—средне- и тонкозернистые пески, содержащие большое количество воды и легко поддающиеся давлению или весу, в результате чего легко засасывают проходящих по ним людей или животных Могут внедряться в трещины

Полевошпатовая вакка (feldspathic wacke [83])—вакка, содержащая от 10 до 25% полевого шпата (вакка с содержанием полевого шпата более 25% называется «аркозовой ваккой»)

Полевошпатовая Граувакка (feldspathic graywacke) 1 Граувакка, содержащая замечное количество полевого шпата 2 Граувакка в которой полевого шпата содержится больше, чем обломков пород [65] *Синонимы* Граувакка высокого ранга [50], полевошпатовая вакка и аркозовая вакка — те аркозы со значительным содержанием матрикса [83]

Полевошпатовый аренит (feldspathic arenite [83])—полевошпатовый песчаник, содержащий 10—25% обломочного полевого шпата, а также подчиненное количество обломков пород

Полевошпатовый литаренит (feldspathic litharenite [56])—лититовый аренит, содержащий заметное количество полевого шпата (более 10%)

Полевошпатовая литвакка (feldspathic lithwacke [11])—в большинстве случаев лититоват Граувакка (более 15% матрикса), в которой содержание обломков пород выше, чем полевого шпата, причем в среднем составляет 10% или более песчаной фракции

Полевошпатовый песчаник (feldspathic sandstone) 1 Любой песчаник, содержащий заметное количество полевого шпата, может включать аркозы, некоторые граувакки и др 2 Песчаник, содержащий от 10 до 25% полевого шпата, с малым количеством матрикса [64] *Синоним* субаркоз

Полевошпатовый полилитаренит (feldspathic polyolitharenite [27])—полилитаренит, содержащий заметное количество полевого шпата (более 10%)

Полевошпатовый сублитаренит (fel-dspathic sublitharenite [56]) — лититовый субаркоз

Протокварцит (protoquartzite) Этот термин, впервые предложенный Крыниным [62], никогда не был по настоящему определен. Является членом серии «граувакка низкого ранга—кварцевая граувакка — граувакка -^ протокварцит — ортокварцит, откуда подразумевается, что он является песчаником "с заметным, но не преобладающим количеством частиц обломочных пород и с исчезающим количеством полевого шпата. По Петтиджону [65], это песчаник, содержащий от 5 до 25% частиц пород, являющийся разновидностью лититового песчаника. Количество частиц пород преобладает над полевым шпатом. *Синоним* сублитаренит [56]

Псаммит (psamite (-yte))—от греческого psammos—песок, прилагательное— псаммитовый. 1 Название, ранее употреблявшееся в Европе для тонкозернистых глинистых песчаников, в которых составляющие их зерна едва различаются невооруженным глазом [59]. 2 Обычно употребляется для обозначения песчаников вне зависимости от их состава. *Синонимы* аренит, песчаник. *Примечание* Тиррелл [80] предлагал применять термин «псаммитовый» только к метаморфическим породам, латинский термин «аренитовый» должен применяться только к осадочным породам, греческий термин должен применяться только для отвердевших и измененных пород, вне границ, подразумеваемых латинским термином

Редстон (redstone [52]) — кирпично-красный, глинистый песчаник, состоящий из угловатых зерен кварца, слюды и полевого шпата, погруженных в матрикс, сложенный красной гематитовой глиной. Порода получила название по холму Редстон, к юго-западу от Саутингтона, штат Коннектикут, США. Железистая аркозовая вакка

Седаренит (sedarenite [27]) — лититовый аренит, в котором частицы пород имеют осадочное происхождение, противопоставляется вулканическому арениту и филларениту, в котором преобладают обломки метаморфических пород

Силикаренит (silicarenite (—yte) [33, 34])—чисто кремневый песок, или аренит, подобный песчанику Сент-Питер

Сланцевая вакка (schist wacke [83])—лититовая вакка со значительным содержанием метапелитовых частиц (аспидных сланцев, филлитов, кристаллических сланцев)

Сланцевый аренит (schist arenite) — термин, приписываемый Нопфу [см 47], обозначает песчаники, содержащие большие количества частиц метаморфических пород (кристаллических сланцев и филлитов), особый вид лититового аренита

Спарегмит (sparagmite [7])—название применяется к грубым докембрийским аркозам Норвегии и Швеции

Субаркоз (subarkose [65])—песчаник, содержащий 5—25% неустойчивых компонентов, полевой шпат преобладает над частицами пород, полевошпатовый песчаник, в котором полевого шпата меньше, чем в нормальном аркозе

Субаркозовая вакка (subarkose wacke [11])—главным образом вакка, содержащая 5—25% полевого шпата (матрикса > 15%), разновидность полевошпатовой граувакки. *Синоним* полевошпатовая вакка [83]

Субграувакка (subgraywacke [64]) 1 Песчаник (вакка), содержащий более 20% матрикса и менее 10% полевого шпата [64], по существу кварцевая вакка. 2 Песчаник, содержащий менее 15% матрикса и более 25% неустойчивых зерен, в которых количество частиц пород преобладает над полевым шпатом, по существу лититовый аренит [65]. Субграувакка внешне схожа с грауваккой главным образом по своему цвету и содержанию обломочных частиц, однако, как это было отмечено в пункте 2, в ней нет матрикса

Сублитаренит (sublitharenite [56])—порода, аналогичная субаркозу, однако содержащая обломки пород вместо полевого шпата 5—25% обломков пород, 0—10% полевого шпата, 85—95% кварца. *Синоним* протокварцит

Сублитвакка (sublithwacke [11]) —вакка, содержащая 5—25% обломочных частиц пород, сублитаренит, в котором более 15% матрикса

Субполевошпатовая лититовая вакка (subfeldspathic lithic wacke [83])—лититовая вакка, содержащая менее 10% полевого шпата. Разновидность полевошпатовой граувакки. *Синоним* субаркозовая вакка [11]

Субполевошпатовый лититовый аренит (subfeldspathic lithic arenite [83]) — аренит, содержащий 10% или менее полевого шпата, а обломков пород более 10%

Субфилларенит (subphyllarenite [27])—сублитаренит с обломками метапелитовых пород

Туфогенный песчаник (tuffaceous sandstone) — песчаник, целиком сложенный материалом пирокластического происхождения или содержащий значительные его количества

Углистый песок (carbonaceous sand) — любой песчаник, содержащий значительные количества обломочного углистого вещества, обломки древесины

Флагстон (flagstone) — песчаник плитняк. Термин применяется к тонкослоистым, легко раскалывающимся песчаникам, плитки которых пригодны для мощения дорог. Известковистый песчаник, легко раскалывающийся вдоль слюдистых прослоев [81]

Тонкослоистый глинистый песчаник, употребляемый главным образом для мощения дорог [68].

Филларенит (phyllarenite [27])—по существу лититовый аренит, характеризующийся большим количеством обломков слабо метаморфизованных пород глинистого состава: аспидные сланцы, филлиты, слюдяные сланцы. *Синоним:* большинство так называемых «граувакк низкого ранга» Крынина и Фолка.

Флишевый песчаник (flysh sandstone) — песчаник, характерный для флишевых фаций; главным образом в турбидитах, обычно граувакка в более древних системах.

Франгит (frangite [67])—от латинского frango—разбиваться. Любые осадочные породы, возникшие в результате дезинтеграции изверженных пород, но **без их** разложения и существенной механической сортировки; включают в себя аркозы, граувакки, крупнозернистые песчаники (гриты) и их метаморфические производные.

Фристон (freestone). 1. Любая порода, легко поддающаяся обработке из-за очень рыхлой структуры. 2. Любая порода, например песчаник, которая может быть легко обработана или в которой легко проходятся горные выработки; в особенности та порода, которая легко колется в любом направлении. 3. Однородный толстослоистый песчаник, с несколькими разделяющими его трещинами; реже известняк аналогичного типа [81].

Черный песок (black sand) —термин применяется для обозначения магнетитовых или ильменитовых песков, обычно образующих россыпеподобные залежи на пляжах, обогащенных магнетитом или ильменитом.

**ПЕТРОГРАФИЯ ОБЫКНОВЕННЫХ ПЕСКОВ И
ПЕСЧАНИКОВ**

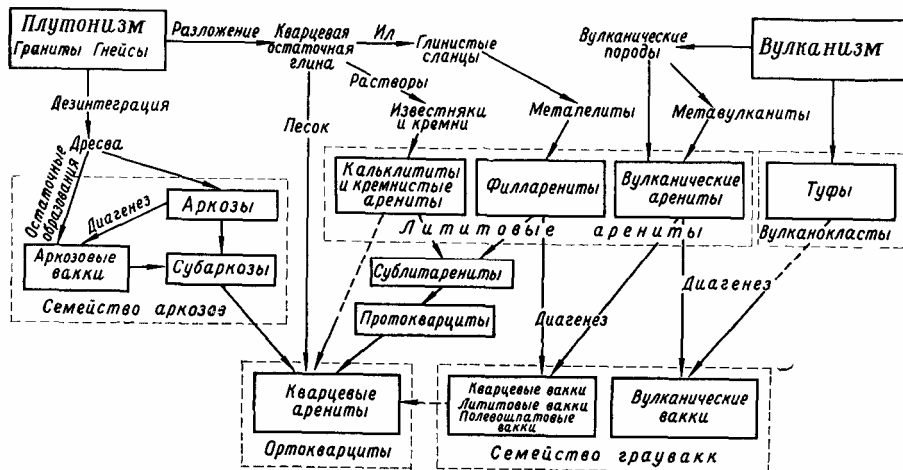
ВВЕДЕНИЕ

В изучении тела или формации песчаников наступает такое время, когда необходимо рассмотреть породы, слагающие это образование. Недостаточно измерить стратиграфический разрез, проследить границы данного песчаника или даже исследовать его текстуры в поле и закартировать создавшие их палеотечения, нельзя игнорировать и сами породы, слагающие формацию. Детальное изучение этих пород невозможно без изучения под микроскопом прозрачных шлифов. Такое исследование проводится не для того, чтобы классифицировать породу или дать ей название, а для того, чтобы понять ее. Необходимо знать, из каких видов и классов минералов она состоит и как они в ней объединяются. Петрографические исследования могут существенно расширить наше понимание геологической истории, помочь в решении вопроса о происхождении породы (в совокупности с данными о палеотечениях), указать на вероятные материнские породы, равно как и области питания, помочь в определении различий в условиях осадконакопления, разгадать природу структуры и пористости пород, а также пролить свет на диа-генетическую историю, в том числе на изменение зерен и процессы цементации, которые коренным образом преобразуют пористость и проницаемость пород.

В задачи этой главы входит: 1) *описать* главные семейства песчаников и некоторые наиболее важные виды в каждой группе и подчеркнуть некоторые проблемы их происхождения; 2) суммировать все, что известно об их *относительной распространенности*; 3) рассмотреть важнейшие теории *петрогенеза песчаников*.

Мы сгруппировали песчаники в генетические классы (см. гл. 5), исходя из степени зрелости пород, которая отражается в их составе и сортировке. Различают следующие классы: 1) незрелые песчаники, т. е. наименее измененные остаточные продукты, близкие по составу к материнским породам; 2) зрелые песчаники, наиболее близкие к теоретическому конечному продукту выветривания; 3) различные гибридные типы, такие, как туфогенные песчаники, и другие гибриды со значительным количеством песка, сформированного химическими или биохимическими процессами; 4) немногие редкие типы песков, которые не входят ни в одну из перечисленных категорий.

Петрография песчаников в значительной мере определяется областью питания (фиг. 6-1). В частности, особенности незрелых песков контролируются прежде всего природой материнских пород. Конечным источником большинства песков, несомненно, являются кварцсодержащие плутонические породы, среди которых типичные граниты и кварцевые монзониты, метаморфические породы, богатые полевыми шпатами, такие, как гнейсы, и кристаллические сланцы и гранулиты. Крупный класс песков, весьма обогащенных полевыми шпатами, — *аркозы* — является непосредственным продуктом этих пород. Пески, богатые чай—772



Фиг. 6-1. Происхождение и эволюция некарбонатных песков.

стицами горных пород, — лититовые арены. — формируются за счет супракристалльных пород, более древних осадков (песчаников, глинистых сланцев и известняков), их метаморфических эквивалентов и эффузивных вулканических пород.

Влияние области питания меньше всего сказывается на зрелых песках — кварцевых аренах (ортокварцитах), которые больше других приближаются к общему конечному типу. Для определения непосредственного или отдаленного источника питания этих песков требуется большой опыт.

Наконец, все пески подвергаются диагенетическим изменениям, которые приводят к многообразию цементирующих агентов. В некоторых песках эти изменения ведут к разрушению части структурообразующих элементов и к формированию матрикса. Формирование матрикса сопровождается альбитизацией полевых шпатов и другими изменениями, достаточно глубокими для того, чтобы образовать особый класс пород — граувакки.

ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ПЕСКИ И АРКОЗЫ

Определения. Термин «аркоз» был, по-видимому, впервые употреблен Броньяром, который в 1826 г. применил это название для некоторых песчаников провинции Овернь, Франция, сложенных главным образом кварцем и полевым шпатом [162]. К второстепенным компонентам относится глина, обычно каолининовая, и слюды. Позднее аркозом стали называть «песчаник, обычно возникающий при разрушении кислых изверженных пород с гранитоидной структурой и содержанием полевых шпатов 25% или более» [5]. В большинстве ранних определений особое значение придавалось грубозернистости аркоза и его сходству с гранитами, из которых эти пески предположительно возникали.

Все эти определения в какой-то мере несовершенны. Граувакки также могут содержать 25% и более полевого шпата. Некоторые исследователи применяли термин «аркоз» в том случае, когда полевым шпат был достаточно заметен в породе и легко определялся невооруженным глазом. Такие породы могут содержать 20% или несколько менее полевого шпата [23]. Кроме того, определения, основанные на заключениях об источнике материала, всегда трудно применимы хотя бы потому, что полевым шпат в аркозах, во многих случаях слагающий от 40 до 50%

породы, не всегда представлен типичным калиевым полевым шпатом (микроклином), гранитное происхождение которого кажется бесспорным; известны аркозы со значительным, а изредка и преимущественным содержанием плагиоклаза.

Хотя единое мнение о минимальном количестве полевого шпата в песчанике, необходимом для того, чтобы эта порода называлась арко-зом, отсутствует, чаще всего указывают цифру 25%. Крынин [117] предлагал 30%, однако позднее он стал считать *средним* содержанием 25% полевого шпата и некоторые породы с содержанием полевого шпата меньше 20% также называл полевошпатовыми аркозами. Конечно, естественной границы не существует, однако, поскольку песчаники с содержанием полевого шпата около 25% и более легко отличимы в полевых условиях, именно это обстоятельство определяет выбор. Поскольку термин *полевошпатовый песчаник* относится к любому песчанику с заметным содержанием полевого шпата, то он охватывает и аркозы, и граувакки. Этот же термин использовался для обозначения класса песчаников менее полевошпатовых, чем аркозы, но с более высоким содержанием полевых шпатов, чем в обычных песчаниках. Для группы песков (10—25% полевого шпата), обычно лишенных обломков пород, был предложен термин *субаркоз* [63, 169]. Термин *аркоз* был переопределен как песок, содержащий 25% и более неустойчивых компонентов (обломки пород и полевой шпат), среди которых полевой шпат составляет половину или более [171Ь]. Согласно этому определению, минимальное содержание полевого шпата в аркозе составляет 12,5%. Субаркозы, определенные по этому же принципу и имеющие от 10 до 25% неустойчивых компонентов, среди которых преобладает полевой шпат, должны содержать не менее 5% последнего.

Общее описание. Типичный аркоз представляет собой грубозернистую породу, состоящую из кварца и полевого шпата. Полевой шпат придает породе розовый цвет. Хотя обычные аркозы имеют цвет от розоватого до красноватого, некоторые из них, образовавшиеся в результате разрушения гранитов или гнейсов с серым либо белым полевым шпатом, могут иметь серую или белую окраску, которая обычно становится еще более светлой в обнажениях.

Некоторые аркозы ассоциируют со слоями красноцветов, однако не следует путать эти породы друг с другом.

Во многих случаях аркозовые слои массивны, грубозернисты, окрашены в розовый цвет и напоминают граниты, из которых они, вероятно, образовались. Действительно, некоторые аркозы представляют собой не что иное, как залегающие *in situ* разрушенные и выветрелые граниты. В переотложенных аркозах, наоборот, обычно проявляется стратификация, иногда четко выраженная косая слоистость, несколько лучшая ока-танность зерен и более высокое содержание кварца.

Преобладающим минералом аркозов, так же как и большинства песчаников, является кварц, хотя в исключительных случаях полевого шпата может быть по объему больше, чем кварца (табл. 6-1). В грубозернистых разностях значительное количество крупных обломков представлено поликристаллическим кварцем и полиминеральными зернами из кварца в срастании с полевым шпатом. Зерна обычно имеют неправильную форму и плохо окатаны.

Полевой шпат, за редкими исключениями, представлен калиевым полевым шпатом, обычно микроклином. Он бывает как абсолютно свежим, так и выветрелым (каолинизированным), возможно присутствие и того, и другого вместе. В аркозах с карбонатным цементом в полевошпате обнаруживается разная степень замещения: зерна с коррелированными краями — изолированные, но ориентированные реликты —

Таблица 6-1 Минеральный состав аркозов и субаркозов (%)

	л	В1	В	г	Д	Е1	Ж	З	И	К
Кварц	60	57	57	71	60	35	37,7	57	51	53,1
Микролин Плагиоклаз	34	35 ²	27 1	25	13	59 ²	0,7	24 6	30 11	18,5
Слюды	—	—	—	—	14	—	4 ⁵ 4	3	1	0 4
Глина	—	—	—	—	5	—	4,2	9	7	6,9
Карбонат	—	М ³	—	—	—	—	—	М ³	М ⁸	—
Прочие	6 ⁴	8 ⁵	14	4	8	4 ⁵	»—	1	—	4,1

нормативный или расчетный состав • тш^альные пwieuun шиаг; у i'i'dvmm лани суитсу-і венно 55 и 60%.
³ «Мало»—меньше 1%. * Хлорит. ¹ Окислы железа (гематит) и каолин

А — спарагмит (докембрий), Норвегия [12].

В — торридонский песчаник (докембрий), Шотландия [136].

В — иотнийский песчаник (докембрий), Сатакунта, Финляндия [194].

Г — субаркоз из песчаников Потсдам (кембрий), штат Нью-Йорк, США [221]

Д — субаркоз из песчаников Ламонт (кембрий), Миссури, США [157].

Е — нижний древний красный песчаник (девон), Шотландия [136].

Ж — аркоз (пермь), Овернь, Франция [100].

З — палевый аркоз (триас), Коннектикут, США [123].

И — красный аркоз (триас), Коннектикут, США [123].

К — аркоз (олигоцен), Овернь, Франция [100].

полностью замещенные зерна. Обычна каолинизация, либо предшествующая отложению, либо следующая за ним. В некоторых ^ пористых аркозах полевые шпаты обрастают вторичной прозрачной каймой. Если эта кайма развивается вокруг замутненных краев обломочных ядер, изменение последних произошло, несомненно, до отложения.

Для аркозов характерно присутствие большого количества обломков слюд—мусковита и биотита (в том числе хлоритизированного). Чешуйки слюды, как правило, значительно крупнее ассоциирующихся с ними обломков кварца и полевого шпата, имеют тенденцию располагаться | параллельно слоистости и, следовательно, друг другу. Чешуйки бывают ! изогнуты или деформированы давлением прилегающих зерен. Биотит обычно измененный и окисленный, реже хлоритизированный. Мифические минералы, за исключением биотита, отсутствуют, что свидетельствует об их полном уничтожении в результате химического выветривания

Аркозовые песчаники, образованные за счет разных источников питания, могут содержать обломки пород и постепенно переходить в грубые литовые арены.

Некоторые аркозы содержат глинистый матрикс, обычно каолини-•ювый и железненный. Однако в других разностях такого матрикса мало и они обычно сцементированы карбонатом. В древнейших аркозах обнаруживается вторичное обрастание зерен кварца и полевого шпата и, если подобное увеличение зерен достигает возможного предела, то возникшая порода так похожа на гранит или гранито-гнейс, что может быть ошибочно принята за них в небольших обнажениях. Это особенно часто наблюдается в некоторых докембрийских толщах.

Поскольку аркозы обычно формируются за счет богатых калием | гранитоидных пород, они образуют химически гомогенную группу, как 1 это показывают представительные анализы (табл. 6-2). Аркозы, так же как и их материнские породы, богаты Al₂O₃ и K₂O, причем в отличие от граувак содержание последнего обычно превышает содержание Na₂O (фиг. 6-2). Большинство аркозов вследствие своего скорее суба-эрального, чем подводного происхождения содержат избыток РеаО₃ над F<0, что отличает их от граувак. В аркозах с карбонатным цементом возрастает содержание СаО и СО₂.

Химические анализы аркозов и субаркозов
(по Петтиджону [173], с добавлениями)

	л	Б	в	г	Д	Е	ж	з	и	к	и л	М
SiO ₂	79,30	75,80	80,89	87,02	92,60	73,32	59,24	92,13	85,74	69,94	72,21	76,6
MaO ₃	9,94	11,74	7,57	2,86	3,52	11,31	6,65	4,42	6,84 ¹	13,15	10,69	12,4
FeA	1,00	0,59	2,90	0,49 -1		3,54	2,02	0,37	0,79 1		0,80	0,7
FeO	0,72	1,31	1,30	0,28 1		0,72	0,31	0,33	— J		0,72	0,2
MgO	0,56	0,54	0,04	0,20	0,04	0,24	0,12	0,14	1,11	Следы	1,47	0,3
CaO	0,38	1,41	0,04	3,41	0,06	0,75	16,04	1,27	0,49	3,09	3,85	0,4
Na ⁺ O	2,21	2,40	0,63	0,00 1	2 03	2,34	0,19	0,11	1,16	5,43	2,30	0,3
KaO	4,32	4,51	4,75	1,98)	n , y < J	6,16	2,30	0,72	2,19	3,30	3,32	3,8
NaO+	0,55	0,861	1,11		0,17	0,30	1,26				1,461	2,7
NaO-	0,41	0,03;									0,08J	
TiC>2	0,22	0,15	0,40	—	—	—	—	—	0,38 ³	—	0,22,	0,6
P206	0,05	0,60	—	—	0,02	—	—	—	0,01	—	0,10	0,2
MnO	0,02	0,05	—	—	—	—	0,50 ⁴	0,24 ⁴	—	0,70	0,22	—
COs	—	Следы	—	—	0,06	0,92	12,16	Нет	—	—	2,66	—
П. п. п.	—	—	—	3,35	—	—	—	0,42	1,12	1,01	—	—
Сумма	99,68	99,99	99,63	99,65 ⁶	99,84	99,60	100,79	100,15	99,83	99,10	100,10»	100,6

¹ Содержит MnO₂. ² Суммарное железо. ³ Содержит ZrO₂ и V₂O₅. ⁴ Приведено как MnO₂. ⁵ Включает 0,06% S. ⁶ Сумма в оригинале — 99,90.

Л — иотний (докембрий), Кэйлио, Муурунмяки, Финляндия. Аналитик Виик [см. 194]. 44% нормативных полевых шпатов.

Б — торридонский песчаник (докембрий) Кинлок. Скай, аналитик Керр [108]. 53% нормативных полевых шпатов.

В — спарагмит (нижний кембрий), Энгердален, Норвегия [12]. 33,5% нормативных полевых шпатов.

Г — известковистый субаркоз (кембрий или ордовик), округ Бастард, Онтарио, Канада [107]. Около 12% полевых шпатов и 7% кальцита.

Д — субаркоз из песчаников Потсдам (кембрий), штат Нью-Йорк, аналитики Элмор и Уайт. 17% нормативных полевых шпатов [221].

Е — нижний древний красный песчаник (девон), Фойерс, Лох-Несс, Шотландия [136]. 52% нормативных полевых шпатов.

Ж — известковый аркоз из древнего красного песчаника (девон), Ред-Крагс, Фохабер&оН-Спей, Шотландия [136]. 16% нормативных полевых шпатов и 28% нормативного кальцита.

З — субаркоз из песчаников Розбрей (девон), Розбрей, Элгин, Шотландия [136]. Около 12% нормативных полевых шпатов.

И — субаркоз из группы Уайтхорс (пермь), Канзас [202].

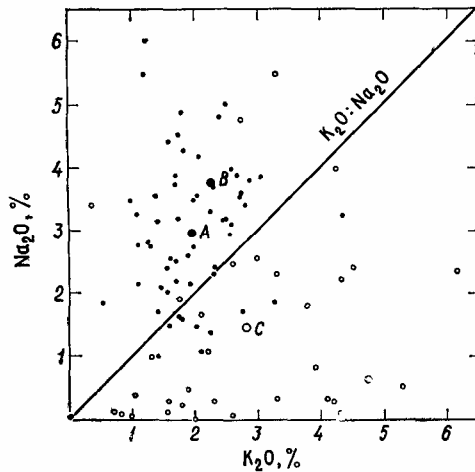
К — песчаники Портленд (группа Ньюарк, триас), Портленд, Коннектикут [149]. 74% нормативных полевых шпатов.

Л — молассовый аркоз (олигоцен), Унтерегери, кантон Цуг, Швейцария, аналитик де Карвен [156].

М — аркоз (олигоцен), Овернь, Франция [100]. 19% полевых шпатов.

Разновидности **ц** **типы аркозов**. Мы следуем мнению, высказанному Гилбертом [222], и различаем среди аркозов пески, с небольшим количеством матрикса — *аркозоые арениты* и пески со значительным содержанием глины — *аркозоые вакки*. Последние можно спутать с полевошпатовыми граувакками, хотя их в общем отличает преобладание натриевого полевого шпата над калиевым и обогащенность матрикса хлоритом, а не глиной (или серицитом), а следовательно, более темная окраска, чем у аркозовых вакк.

Некоторые из аркозовых вакк образовались *in situ* в результате дезинтеграции гранита и связанных с ним пород. Подобный материал называется дресвой. Дресва имеет минеральный состав, подобный составу материнских пород. Хотя дресва и не сортирована агентами переноса, она имеет типичное для закона Розина распределение зерен по величине.



Фиг. 6 2. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в аркозах и граувакках.

Сплошные черные кружки — граувакки, незакрашенные кружочки — аркозы. А — средняя граувакка; В — средняя проба граувакки из Новой Зеландии [176]; С — средний аркоз [173, 176].

чине [146] — распределение, которое по существу характеризует раздробленный материал. Такой элювиальный, или *остаточный*, аркоз обычно как бы отмечает несогласие между гранитным основанием и перекрывающим его осадочным разрезом. Остаточный аркоз может содержать повышенные количества кварца по сравнению с его обычным содержанием в граните; вверх по разрезу он постепенно переходит в неясно слоистый аркоз, который может содержать рассеянную гальку гранитов, а по направлению вниз — в свежие неветрелые граниты. Когда подобное «градационное несогласие» подвергается метаморфизму, то эти взаимоотношения становятся менее ясными и относительный возраст гранитов и метаосадочного разреза может быть истолкован ошибочно. Один из лучших примеров тому — это контакт между архейскими осадочными породами серии Найф-Лейк с гранитами Саганага в заливе Каш-Бей на границе Канады и Миннесоты [86].

Остаточный аркозовый материал может перемещаться вниз по склону и отлагаться в виде конусов выноса обломочного материала, простирающегося до водного бассейна и переслаивающегося там с нормальными, лучше стратифицированными и сортированными осадками. Подобные языки «гранитного щебня», встреченные в буровых скважинах, могут быть ошибочно приняты за «фундамент», что влечет за собой прекращение бурения. Многие из этих аркозов содержат богатый глиной матрикс. Они отлагались в результате весьма ограниченной транспортировки, связанной, возможно, с движением масс, и обладают слабо выраженной или неполной сортировкой. Подобного типа породы с темно-красным матриксом были выделены Крыниным [123] под названием *редстон*, по месту их нахождения в Редстон-Хилл, в Коннектикуте. Этот термин применялся также для обозначения фаций формации Фаунтин в Колорадо [99]. Эти породы содержат как минимум 20% матрикса.

Если аркозы с заметным количеством матрикса, вероятнее всего, являются элювиальными или остаточными, а «гранитная дресва» представляет собой продукт ограниченного переноса, то другие аркозы формируются в результате постседиментационных изменений, охватывающих значительную часть континентальных осадков.

В измененных аркозовых песках наблюдаются псевдоморфозы каолина по полевоому шпату.

Аркозовый материал, претерпевший значительную переработку в речных и морских условиях, довольно хорошо сортирован и не содержит матрикса. Это *аркозовые арениты* Гилберта [222]. Более древние осадки этого типа могут иметь обычный минеральный цемент, осажден-

ный в поровой системе. Обычно это карбонатный цемент, главным образом кальцит. В этих аркозах зерна обнаруживают разную степень ока-танности, от начальной до хорошей. Содержание кварца увеличивается по мере того, как количество сильно выветрелых полевых шпатов уменьшается в результате абразии. Слоистость становится заметной, а косая слоистость может быть хорошо выражена. Для песков, сцементированных карбонатом, типично замещение цементом краев (часто в виде заливов) структурообразующих зерен. Особенно примечательно также замещение (от частичного до полного) полевого шпата.

Помимо структурных вариаций, которые позволяют отличать арко-зовые вакки от аркозовых аренитов, наблюдаются вариации минерального состава структурообразующих компонентов. Обычно аркоз по традиции определяется как продукт дезинтеграции гранита.

Под «гранитом» обычно понимают грубозернистую плутоническую породу, изверженную или метасоматического происхождения, в которой калиевый полевой шпат преобладает или является главным компонентом. Как же называть сходные с аркозами песчаники, образованные из пород, в которых плагиоклаз доминирует или даже является единственным полевым шпатом? Они были названы «плагиоклазовыми аркозами», и, несмотря на то что в целом они довольно редки, наиболее примечательные примеры их были описаны. Палеоценовая формация Суок, штат Вашингтон, состоит главным образом из плагиоклазовых аркозов и, по-видимому, образовалась за счет кварцевых диоритов.

Некоторые вулканические пески по внешнему виду напоминают аркозы, несмотря на то что они содержат небольшие количества полевого шпата. Роль последнего в них играют светлоокрашенные обломки кислых вулканических пород — во многих случаях это красноватые риолиты или связанные с ними разности. Эти породы содержат также кварц, частично вулканического происхождения, и полевой шпат, обычно зональный и также выделившийся из вулканических пород. Эти песчаники образуются при размыве вулканических областей, и в таких районах преобладающая часть обломков связана с разрушением наиболее кислых лавовых потоков. Эти пески, так же как и большинство аркозов, переносились на небольшие расстояния, они грубозернисты, сортировка проявлена умеренно, отлагались обычно в континентальных бассейнах в ассоциации с наиболее грубыми обломочными породами (более полно описаны в гл. 7).

Распространение и примеры. Аркозы, в том определении, которое здесь принято, составляют не более 15% всех песчаников [172], хотя существуют и значительно более высокие оценки.

Аркозы встречаются во всех основных геологических системах и имеют возраст от докембрийского до голоценового. Хорошо известные примеры докембрийских аркозов включают в себя спарагмиты Норвегии и Швеции [12, 88] и предполагаемые аналоги их на северо-западе Шотландских нагорий — торридонские песчаники [108, 165]. К ним относятся позднедокембрийские иотнийские песчаники Финляндии [194] и нижняя часть формации Лоррен (гурон) Канадского щита, которая содержит местами до 40% полевых шпатов. Все эти отложения образуют грубозернистые, существенно косослоистые толщи и ассоциируются преимущественно с прослоями песков с галькой в конгломератах.

Хорошо известны и описаны аркозы в древнем красном песчанике Шотландии, содержащие до 60% полевых шпатов [134], аркозы триасовой группы Ньюарк (фиг. 6-3) в Коннектикуте [123] и центральных и южных Аппалачах (фиг. 6-4), аркозовые слои пенсильванских формаций Фаунтин и Лайонс Передового хребта в Колорадо [99]. Другим хорошо известным примером аркозов является формация Суок (штат



Фиг. 6-3. Аркоз Шугарлоф из серии Ньюарк (триас).
 Гора Том, Массачусетс, США. Типичный красноцветный грубозернистый аркоз, состоящий из очень плохо сортированной смеси угловатых зерен кварца, полевых шпатов и небольшого количества слюды, располагающейся в красном железистом глинистом матрикее. Николи скрещены. $\times 20$.

Вашингтон) палеоценового возраста мощностью более 1500 м Полевые шпаты в песках этой формации в отличие от большинства аркозов представлены преимущественно плагиоклазами [67] Там, где источниками питания третичной молассы Швейцарии были граниты, аркозы в ней обычно содержат от 50 до 60% полевых шпатов [75] Более полный материал по древним аркозам представлен в виде таблиц в работе Бар-тона [13]

Песчаники докембрийской серии Кивино в провинции озера Верхнего частично являются аркозовыми [102] Однако большая их часть представляет собой не истинные аркозы, а скорее вулканокластические арениты, т е породы, в которых кварц и полевые шпаты разбавлены большим объемом обломков кислых вулканических пород, сцементированных кальцитом

Формации, не являющиеся сами по себе нормальными аркозами. на контакте с подстилающими гранитами или вблизи от него могут содержать базальные аркозовые фации Примером этого являются кембрийские песчаники формаций Ламотт в Миссури [157] и Потсдам в штате Нью-Йорк [221] Эти формации, сложенные в основном кварцевыми аренитами, местами содержат до 30 и 52% полевых шпатов соответс венно В породах формации Ламотт можно наблюдать смешение слабо окатанных и частично выветрелых зерен полевых шпатов и кварца, образованных за счет размыва пород соседних районов, и меньших по размерам, но хорошо окатанных зерен кварца, происходящих из более отдаленных источников



Фиг. 6-4. Аркоз из серии Ньюарк (триас).

Бассейн Дип-Ривер, Северная Каролина. Очень грубозернистый незрелый песчанец с большим количеством обломков пород, а также зерен кварца и полевых шпатов. Обратите внимание на сложное строение некоторых зерен кварца и на изменения двойникованных кристаллов полевых шпатов и обломков пород. Николи скрещены, $\times 20$.

Из обзора известных местонахождений аркозов становится ясным, что, если не принимать во внимание базальных аркозов, связанных с морскими трансгрессиями на граниты, значительное накопление аркозон можно ожидать только в тех случаях, когда резкие поднятия выводят гранитный или гнейсовый фундамент в зону эрозии. Если вблизи от таких поднятых блоков фундамента происходит погружение, можно ожидать локального, но мощного накопления аркозов.

Значение и происхождение. Вопрос о наличии или отсутствии полевых шпатов в песчаниках — это самая суть проблемы происхождения и значения аркозов. Очевидно, область питания является решающим фактором, и аркозы свидетельствуют о ее богатстве полевошпатовым материалом и обычно о присутствии в ее пределах плутонов гранитов и гнейсов, содержащих калиевые полевые шпаты.

Однако, кроме вопроса об области питания, нужно решить, при каких условиях полевые шпаты переходят в осадки, а не разлагаются в глины в пределах самой области питания. Обычно в конце концов полевые шпаты полностью разлагаются и образующаяся глина отделяется от кварца, так что возникающий песок оказывается обогащенным кварцем и лишенным полевых шпатов. Уже давно Макки [135] пришел к выводу, что в условиях крайней аридности или чрезвычайно низких температур процессы выветривания подавляются или замедляются настолько, что не полностью выветрелый материал выносится и становится частью формирующихся осадков. Аркозы, таким образом, можно принять за индикаторы пустынных или ледниковых условий. Многие ледниковые пески действительно богаты полевыми шпатами. Однако эта



Фиг. 6-5. Песчаник Фаунтин (пенсильваний).

Примерно на 30 м выше докембрийского фундамента, гора Ред-Маунтин, 10 км к югу от границы Вайоминга, округ Лараме, Колорадо, США. Аркоз характеризуется большим количеством оболочных (?) зерен доломита, зерен кварца и полевых шпатов, сцементированных кальцитом. Никели скрещены, $\times 55$.

концепция подверглась сомнению. Было установлено, например, что многие эоценовые пески Калифорнии, содержащие до 50% полевых шпатов, содержат остатки флоры, которая могла жить лишь в условиях теплого гумидного климата [177]. Третичные песчаники Катахула в Техасе содержат такое же количество полевых шпатов [79] и такую же флору;», характерную для тропических прибрежных областей. Крынин [115] наблюдал современное накопление аркозов в тропической Мексике, где средняя годовая температура составляет 27°C , а годовое количество осадков — 305 см.

Эти наблюдения привели Крынина к выводу, что необходимым условием формирования аркозовых песков являются скорее высокий рельеф и соответственно быстрая эрозия, а не суровые климатические условия. В условиях высокого рельефа и быстрой эрозии, формирующей глубоко врезанные каньоны, свежие и частично выветрелые полевые шпаты включаются в состав осадков. Если рельеф низкий, то склоны стабилизируются и покрываются растительностью. Выветривание в этом случае скорее будет идти до своего завершения и поставлять лишь кварцевый песок. Обломочные полевые шпаты, следовательно, появляются в условиях равновесия между скоростью выветривания и скоростью эрозии. Аркозы, таким образом, могут быть продуктом сурового климата, когда подавлено разложение, или продуктом высокого рельефа, когда ускорена эрозия. Определить, какая из этих возможностей сказывалась на формировании древних аркозов, нелегко, но в целом кажется более вероятным, что в формировании аркозов высокий рельеф играл более важную роль, чем суровый климат. Орогенные осадки, т.е. связанные

с орогенезом, содержат больше полевых шпатов, чем осадки, связанные с эрозией и осадконакоплением в тектонически стабильных областях. Гибс [76] в своем исследовании осадков реки Амазонки показал, что резкий рельеф является доминирующим фактором. Однако Страхов [198] придает большее значение влиянию климата.

Доказано, что полевые шпаты более подвержены абразии и разрушению во время транспортировки, чем кварц. Это заключение, выдвинутое Макки [134] на основе исследований шотландских рек, в какой-то степени было подтверждено аналогичными исследованиями крутопадающих водных потоков, дренирующих горы Блэк-Хилс в Южной Дакоте [174]. Однако более крупные водные потоки с небольшими уклонами, по-видимому, способны транспортировать полевые шпаты на большие расстояния без значительных потерь. Например, пески Миссисипи возле Кейро, Иллинойс, содержат около 25% полевых шпатов; в дельте, примерно в 1700 км ниже по течению, эти пески все еще содержат 20% полевых шпатов [181]. Следовательно, присутствие полевых шпатов не может служить доказательством короткого переноса осадков.

ЛИТИТОВЫЕ АРЕНИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОРОДЫ

Определения и номенклатура. Песчаники, содержащие значительное количество обломков горных пород, имеющие небольшое количество или совсем лишенные матрикса, вместо которого в них развита пустая или заполненная осажденным минеральным цементом система пор, были обнаружены и описаны уже давно, но не получили специального названия. Термин *субграувакки* применялся к этой группе [168] из-за внешнего сходства многих из этих песчаников с граувакками. Действительно, и сами термины «граувакки» или «граувакки низкого ранга» применялись к этим породам [121], но постепенно вышли из употребления в связи с появлением термина *лититовые арениты*, предложенного Гилбертом [222]. Сокращенная форма этого термина — литарениты [143]. Петгиджон [169] применял термин *лититовые песчаники*, включая в него и субграувакки, содержащие 25% или более неустойчивых компонентов с преобладанием частиц пород над полевыми шпатами. Термин *протокварциты* предложил Крынин (см. [164]) для песков с содержанием неустойчивых компонентов от 5 до 25%. Для последних было также предложено название *сублитарениты* [143].

Общее описание. Лититовые арениты — это обычно светло-серые, цвета «перца с солью», пески с большим количеством частиц пород, особенно осадочных и слабо метаморфизованных, с угловатыми и скатанными зернами кварца и с химическим цементом — кварцевым или каль-цитовым. Характерны чешуйки слюды, тогда как полевые шпаты часто отсутствуют. Каменный уголь (фюзен) и обугленные растительные остатки обычны в девонских и более молодых лититовых аренитах. Может также присутствовать галька глинистых сланцев. Обломочный мат-рикс, как правило, отсутствует, хотя его место могут занимать псевдо-матрикс, раздробленные частицы глинистых сланцев или аутигенно осажденная глина.

Среди всех песчаников, вероятно не исключая даже граувакки, лититовые арениты отличаются наибольшим разнообразием минералогического и химического состава. Это разнообразие является следствием важной роли частиц различных пород в составе этих песков. Если содержание частиц пород невелико, эти пески могут переходить в кварцевые арениты или ортокварциты. Частицы пород могут также составлять более половины структурообразующих зерен, а в некоторых редких случаях и весь скелет полностью.

Сами частицы пород в лититовых аренитах различны; их единственная общая черта — это тонкозернистость. Количество типов горных пород, описанных в виде обломков в этих песчаниках, огромно: даже в одном и том же песке их насчитывается до двадцати [140]. Однако в общем лишь некоторые разновидности пород играют важную роль. Их можно разделить на три основных класса: 1) вулканические, т. е. частицы афанитовых излившихся пород, 2) метаморфические — частицы пород низких ступеней метаморфизма, таких, как кристаллические сланцы, филлиты и слюдястые сланцы, и 3) осадочные — частицы глинистых пород; различных видов сланцев: алевролитов, аргиллитов и других родственных глинистых пород; обычны также обломочные кремни, а в некоторых случаях — микритовые известняки и доломиты. Существуют песчаники, в которых кремни и микритовые известняки преобладают.

Арениты с частицами вулканических пород представляют особый класс и являются продуктом ограниченных по площади областей питания. Однако, поскольку они образуют важный класс песков, отличающихся от нормальных лититовых песчаников, они рассмотрены специально в следующей главе. Но так как многие лититовые арениты, так же как и граувакки, имеют смешанные области питания, во многих из них частицы вулканических пород можно рассматривать как второстепенные компоненты.

Уникальной чертой лититовых песчаников, исключая вулканокластические арениты, является обилие и разнообразие пелитовых пород среди частиц песчаной размерности: глинистых алевролитов, филлитов и сланцев (глинистых, кристаллических и слюдяных). Они могут слагать значительную часть общего объема песка — до 50% или более. Их уникальность состоит в том, что материал глинистой размерности был преобразован в процессе диагенеза или метаморфизма в породы, дающие материал песчаной размерности, так что существовавшие ранее два класса материала — песок и илестая глина, сортировавшиеся и осаждавшиеся отдельно друг от друга, затем были отложены снова в одном месте как хорошо сортированный песок. Наиболее обычны лититовые арениты с пелитовым материалом осадочного и метаосадочного происхождения. Представительные модальные анализы и средние составы этих филларенитов наряду с анализами нескольких отклоняющихся от нормы или специальных типов приведены в табл. 6-3.

Хотя частицы пород являются определяющим компонентом лититовых аренитов, кварц тоже играет важную роль и обычно преобладает среди обломочных компонентов. В песках с частицами пород осадочного происхождения (кремни, известняки и доломиты, пелитовые породы и т. п.) значительная, а может быть и преобладающая часть обломочного кварца, происходит из осадочных источников — главным образом из ранее существовавших песчаников. Кварц, освобождающийся при дезинтеграции более древних песчаников, обычно лучше окатан, чем кварц большинства аркозов и граувакк. Поскольку многие лититовые арениты имеют кварцевый цемент, на первично скатанных зернах обломочного кварца могут нарастать хорошо развитые вторичные оболочки. В песках, богатых частицами метаморфических пород, кварц также в основном имеет, по-видимому, метаморфическое происхождение, хотя доказать это нелегко. Такие арениты, вероятно, содержат волнисто угасающего и поликристаллического кварца больше, чем арениты, имевшие источники питания осадочного или вулканического происхождения. Кварц обычно бывает угловатым или слабо скатанным.

Как и следовало ожидать, пески, возникшие главным образом за счет осадочных и слабометаморфизованных пород, содержат мало поле-

**Модальный состав лититовых песчаников (субграувакк) и
протокварцитов (сублитаренитов)**

Спп ПРТТИЛЖПНУ П7Я1. с добавлениями^

Λ	i > "".							
	A	B	в	Г	Д	E	X	3
Кварц Полевые шпаты	50 3-5	60 3	75\ 3f	65,4	32,0 2,2	71 8	30,9 10,0	27 2
Слюда	—	1	—	—	0,2	Следы	0,5	—
Обломки пород	40	35	15	10,6	43,022	223	33,01	46*
«Глина» или матрикс	10	2	4	6,8	6,9	2	5,5	5
Силикатный цемент	—	—	—	11,9	Следы	—	—	—
Кальцитовый цемент	—	Пр.	—	8,5	13,0	—	19,2	20

Включает 15,0% кремня ² Включает 28,0% кремня ³ Включает 5,0% кремня * Включает 3,0% кремня, 12,0% известняка, 27,0% доломита. Пр — присутствует.

A — песчаник Осуго (ордовик), Пенсильвания, США [124]. По наблюдениям автора, содержит

5—10% силикатного цемента. B — песок Брадфорд (девон), Пенсильвания, США [117]. B — формация Диз (Пенсильвания), Оклахома, США [104]. Г — пачка Солт Уош формации Моррисон (юра), плато Колорадо, США. Среднее по 25 шлифам

Д — «известковая граувакка» (мел), Торок, Аляска. Среднее из трех образцов (Крынин, см [164]) E — базальный песок Клейборн (эоцен), Техас, США [210]. Ж — песчаник «Фрио» (олигоцен), поле Силигсон, округа Джим-Уэлс и Клеберг, Техас, США

Среднее из 22 образцов [154]. 3 — моласовый песчаник (третичный). Северные Альпы [70].

вых шпатов. Когда же полевые шпаты присутствуют, то они лучше ока-таны, чем полевые шпаты аркозов. Можно было бы ожидать появления аркозов второго цикла, но неустойчивость полевых шпатов делает это маловероятным.

Заметным компонентом многих лититовых аренитов является обломочная слюда, которая имеет тенденцию скапливаться на определенных плоскостях напластования, придавая блеск этим поверхностям. Присутствуют и биотит, и мусковит, причем чаще последний. Чешуйки слюды отлагаются параллельно плоскостям напластования и, следовательно, параллельно одна другой. Они могут деформироваться вследствие уплотнения осадка и выглядеть изогнутыми и оборачивающимися вокруг соседних зерен кварца.

Лититовые арениты могут цементироваться карбонатами или кремнеземом либо и тем, и другим. Матрикс содержится в небольшом количестве или отсутствует вообще, хотя некоторые непрочные частицы глинистых пород, особенно в более древних и более уплотненных разновидностях, могут деформироваться соседними, более прочными зернами кварца таким образом, что становятся похожими на матрикс, заполняющий поры. Такие раздавленные частицы пород распознаются лишь с трудом [2]. По-видимому, они заполняют только некоторые поры, тогда как настоящий матрикс распределяется во всех порах. Кроме того, в псевдоматриксе могут обнаруживать следы реликтовой слоистости, свойственной глинистым сланцам и алевролитам, хотя и несколько деформированной. Более того, обломки, хотя и деформированы уплотнением, не все одинаковы по цвету и структуре. Настоящий матрикс должен быть более однообразным.

Представительные химические анализы лититовых аренитов приведены в табл. 6-4. Большинство этих анализов относится к филларени-там, которые характеризуются высокими содержаниями Al₂O₃, а в некоторых, особенно в древних разновидностях, относительно высокими содержаниями K₂O, отражающими пелитовый характер обломков пород.

Таблица 6-4

Химический состав лититовых песчаников (субграувакк) и протокварцитов
fno Петгиджону Г 1731. с изменениями)

	л	Б	в	г	Д	Е	Ж	з
SiO ₂	92,91	74,45	40,35	84,01	65,00	56,80	51,52	47,75
Al ₂ O ₃	3,78	10,83	7,43	2,57	9,57	8,48	5,77	6,41
Fe ₂ O ₃	Следы	4,62	3,27	0,17	1,59	1,67	2,43	2,39
FeO	0,91	—	—	0,26	1,08	—	—	—
MgO	Следы	1,30	10,28	0,67	0,40	1,24	0,95	4,48
CaO	0,31	0,35	12,00	5,41	10,10	15,25	16,96	18,75
Na ₂ O	0,34	1,07	0,54	0,17	2,14	1,31	1,32	1,20'
K ₂ O	0,61	1,51	0,93	0,86	1,43	1,46	1,90	1,02
H ₂ O+	1,19	4,95	6,75	0,54	0,82	0,50	2,25	1,32-
lifr-)	—	—	—	0,19	0,23	—	2,54	—
CO ₂	—	Следы	17,80	4,65	6,90	12,95	13,30	17,78
TiO ₂	—	0,50	0,30	0,05	—	0,10	0,32	0,20
PA	—	Следы	—	0,04	—	Следы	0,10	0,10
80 ₃	—	—	—	—	0,04	—	0,52	—
Cl	—	—	—	0,02	—	—	—	—
F	—	—	—	0,01	—	—	—	—
S	—	—	—	0,02	0,16	—	—	—
MnO	—	—	—	0,04	—	—	0,14	—
BaO	—	—	—	0,05	—	—	—	—
C	—	—	—	—	0,06	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,05	99,58	99,65	99,731	99,54 ²	99,76	100,06	101,40»

• Содержит Cl 0,02; F 0,01; BaO 0,05. ² Содержит C 0,06; Si 0,002; V 0,017; Zn<0,03; Cr 0,003. ³ В оригинале сумма 99,40.

Л — протокварцит из песчаников Берна (миссисипий), Берия, Огайо, США, аналитик Икинс [30].

Б — песчаник (субграувакка), из угленосной толщи (карбон). Вестфальский каменноугольный бассейн, Франция—Бельгия (Орню и Вам). [28].

В — песчаник (известковистая субграувакка?) из угленосной толщи (карбон), Вестфальский каменноугольный бассейн, Франция — Бельгия (Орню и Вам) [28].

Г — протокварцит из пачки Солт-Уош формации Моррисон (юра). Средняя проба из 96 образцов, плато Колорадо, США. Не минерализован. Аналитик Смит [173].

Д — известковистая субграувакка (лититовый аренит), олигоценовая формация «фри», поле Силигсон, округа Джим-Уэлс и Клеберг, Техас, США [154]. Средняя проба из 10 образцов. Содержит также Si 0,002; V 0,017; Zn менее 0,03; Cr 0,003.

Е — известковистая субграувакка (третичная аквитанская моласса), Лозанна, Швейцария [28].

Х — известковистая субграувакка (третичная моласса), Грэнхен, Бургхальде, кантон Ааргау, Швейцария, аналитик Джейкоб [156].

з — известковистая субграувакка (?) (бурдигальская моласса), Ворепп (Изер), Франция [28]

В отличие от граувакк они имеют относительно низкие содержания Na₂O и MgO, а в разновидностях с карбонатным цементом — высокие содержания CaO и CO₂. Как и следовало ожидать, лититовые арениты с преобладанием обломков кремней или микритовых известняков отличаются необычно высокими содержаниями SiO₂ или соответственно CaO и CС>2. Однако высокое содержание CaCO₃ скорее указывает на каль-цитовый цемент, а не на обломки известняков. Высокое содержание MgO в некоторых песчаниках обусловлено обломочным доломитом.

Относительное содержание SiO₂ снижается в результате появления карбонатного цемента или обилия обломков известняков и доло-

митов и увеличивается при кварцевом цементе или значительном количестве обломков кремней.

Особые типы. Предложенный Фолком [65] термин *филларенит*, по-видимому, относится к лититовым песчаникам, в которых преобладают обломки метаморфизованных пелитов: кристаллических сланцев, филлитов и слюдистых сланцев. Песчаники, в которых обломки пород представлены филлитами или аспидными сланцами, были ранее названы *сланцевыми аренидами* [116]. Филларениты содержат значительное количество слюды и обычно немного полевых шпатов. При уменьшении содержания частиц таких пород эти песчаники переходят в *субфилла-рениды* (или протокварциты) и в конце концов в *кварцевые арениды*. Для пород, содержащих значительное количество частиц других пород, был предложен термин *полилитарениты*. [65].

Многие пески содержат обломки кремней, а в некоторых обломочные кремни составляют значительную или даже преобладающую часть. Это *кремневые арениды*. Кремни, например, составляют от 20 до 90% зерен в нижнемеловых песчаниках Кат-Банк, Монтана [197]. Некоторые пески юрской формации Моррисон в Монтане также чрезвычайно богаты кремнями [199]. В этих и других подобных им песчаниках трудно отличить частицы кремней от девитрифицированного риолитового материала. Обычные лититовые пески нередко могут содержать от 5 до 15% обломочных кремней (табл. 6-3).

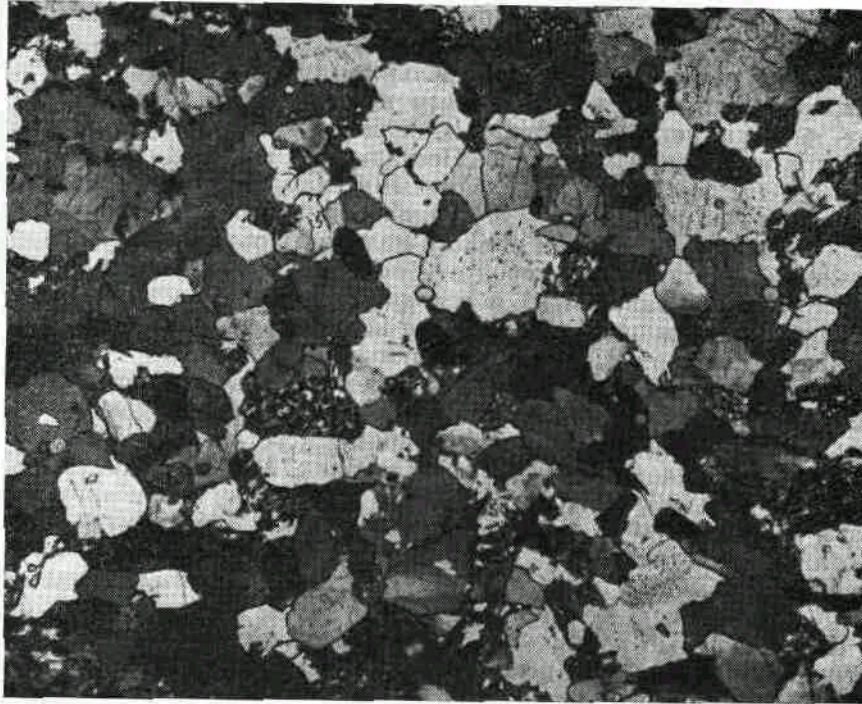
Пески, богатые кремнями, более подвержены диагенетическим изменениям, чем кварцевые пески, так как кремнь более растворим, чем кварц. Вследствие этого между соседними зернами обычно возникают микростилолитовые контакты. Кремнь, вероятно, более подвержен замещению карбонатами, чем кварц.

Такие обогащенные кремнями пески, вероятно, имеют очень локальные источники питания, где кремнь представляет собой наименее растворимый остаток песчаной размерности, образующийся при разрушении известняковых толщ, или происходит из районов, богатых слоистыми кремнистыми породами.

Обломочные зерна карбонатов образуются из ранее существовавших карбонатных пород в ходе обычных процессов выветривания, эрозии и транспортировки. Другими словами, это — обломочные продукты разрушающейся суши, на которой обнажены известняки и доломиты. Большинство таких обломочных зерен представлено поликристаллическими агрегатами. По контрасту с термином «интракласт» для этих частиц был предложен термин «экстракласт» [29].

Обломочные карбонаты встречаются в современных песках, местами слагая значительную их часть. Они сравнительно редки в древних песчаниках, но известны исключения. Песчаники, в которых обломочные карбонаты составляют значительную часть породы, были названы *кальклититами* в отличие от *калька?енилов*, в которых обломки карбонатов имеют внутрибассейновое происхождение [65]. Содержание карбонатных обломков может превышать 50%.

Обломочные доломиты описаны в верхнемеловых песчаниках бассейна Юинта в штате Юта [183]. Здесь было установлено также присутствие «первичного доломита», представленного единичными кристаллами первичного происхождения, слегка затронутыми абразией до их вхождения в каркас песков. Доломиты этого типа считаются обычными в меловых песках на западе центральных районов США [183]. Закругленные углы некоторых доломитовых ромбоэдров и хорошая корреляция между размерами зерен доломита и ассоциирующихся с ними зерен обломочного кварца рассматриваются как доказательство совместной седиментации доломита и кварца. Так как доломитовые зерна встре-



Фиг. 6-6. Песчаник Осуинго (ордовик), Лититовый зренит.

Гора Болд-Игл, близ Стейт-Колледжа, Пенсильвания, США. Порода состоит на 50% или более из кварца и на 30—40% из обломков пород. Первичные очертания кварца видны плохо; вторичный кварц делает границы между зернами взаимопроницающими, сутуровыми. Частицы пород представлены главным образом алевролитом, тонкозернистым кварцитом и филлитом низкой ступени метаморфизма. Полевые шпаты редки, 2—3%. Циклоп скрещены, $\times 20$.

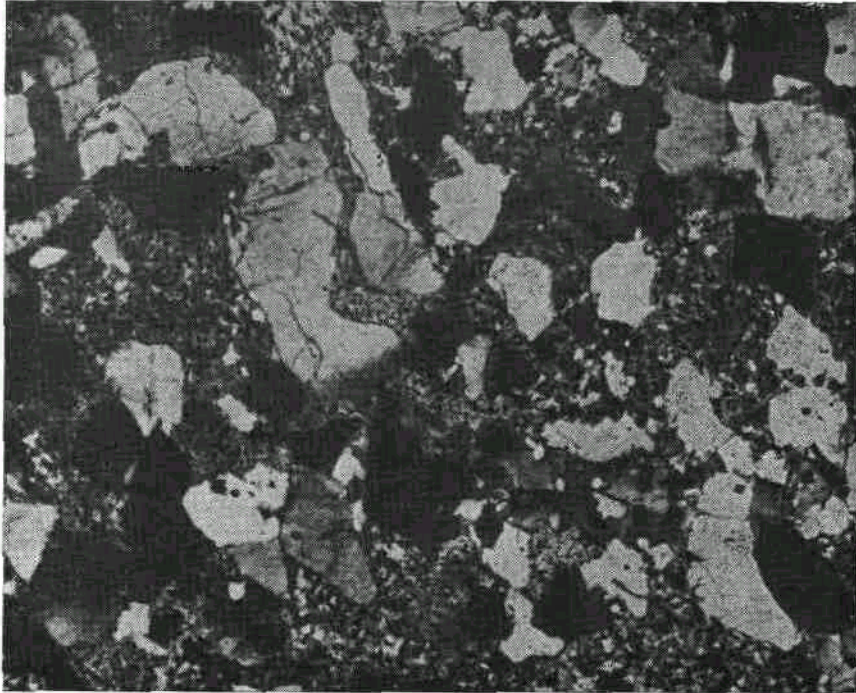
чаются только в морских песчаниках и отсутствуют в ассоциирующихся с ними континентальных песках, их считают скорее «первичными», чем обломочными. Однако доломитовые зерна такого же характера наблюдались в аркозах формации Фаунтин пенсильванского возраста в Колорадо. Их присутствие в речных песчаниках позволяет предполагать скорее обломочное, чем первичное их происхождение.

Хотя доломитовые частицы обычны для некоторых песчаников, кальклититы, как таковые, относительно редки. Они являются аналогами известняковых конгломератов, в ассоциации с которыми и встречаются. Песчаники Оквилл (миоцен) Техаса состоят из зерен меловых известняков [65]. Многие молассовые песчаники к северу от Альп более чем наполовину состоят из обломочных известняков и доломитов [71]. Уничтожение известняковых толщ в гумидных областях с низким рельефом происходит в большинстве случаев в результате их растворения;

единственными остаточными продуктами, перемещаемыми поверхностными водотоками, являются красные глины и кремни. Поэтому кальклититы, вероятно, отражают быструю эрозию и, следовательно, высокий рельеф, тогда как кремнистые арениты указывают на низкий рельеф и на вынос известняков в растворенном виде.

Кальклититы обычно сцементированы карбонатом, вероятно в результате автоцементации.

Распространение и примеры. Лититовые песчаники — весьма обычные породы. Они широко распространены в отложениях всех возрастных подразделений.



Фиг. 6-7. Грубозернистый плохо сортированный лититовый аренит, формация Потсвилл (пенсильванский).

Потсвилл, Пенсильвания, США. Состоит из кварца и частиц горных пород, которые, будучи частично представлены неустойчивыми глинистыми сланцами и алевролитами, образуют псевдоматрикс. Частицы горных пород пелитовые осадочные и метаморфические. Кварц, как правило, подугловатый. Николи скрещены, $\times 20$.

Хорошо известны и детально описаны различные палеозойские песчаники центральных Аппалачей ордовикские формация Джуниата [224] и песчаники Осуго [124], фиг 6-6, девонский песок III Брад-форд [117], миссисипские формации Поконо [166] и Мок-Чанк [98, 147] и пенсильванская формация Потсвилл [147], фиг 6 7 Все эти песчаники богаты кварцем, бедны полевыми шпатами и содержат большое количество частиц пород осадочного и метаморфического происхождения. За исключением песка III Брадфорд, все они образованы в аллювиальных условиях.

Многие подразделения нижнего древнего красного песчаника Англии сложены лититовыми аренитами [2].

Большинство песчаников, связанных с угленосными отложениями, во всем мире представлены лититовыми аренитами, вероятно, многие из них представляют собой протокварциты. К ним, возможно, относятся песчаники Иллинойского бассейна, хотя содержание обломков пород в них невелико. Тем не менее они характеризуются значительным содержанием (примерно 8—10%) полевых шпатов, слюды и частиц пород [192]. Угленосные песчаники Вестфальского угольного бассейна Франции и Бельгии являются лититовыми аренитами [28].

Многие юрские и меловые песчаники на западе США представлены превосходными лититовыми аренитами (фиг 6-8 и 6-9). В их число входят богатые кремнями юрские арениты Монтаны [199], меловые пески Кат-Банк [197], меловые песчаники Белли-Ривер из Альберты, Ка-



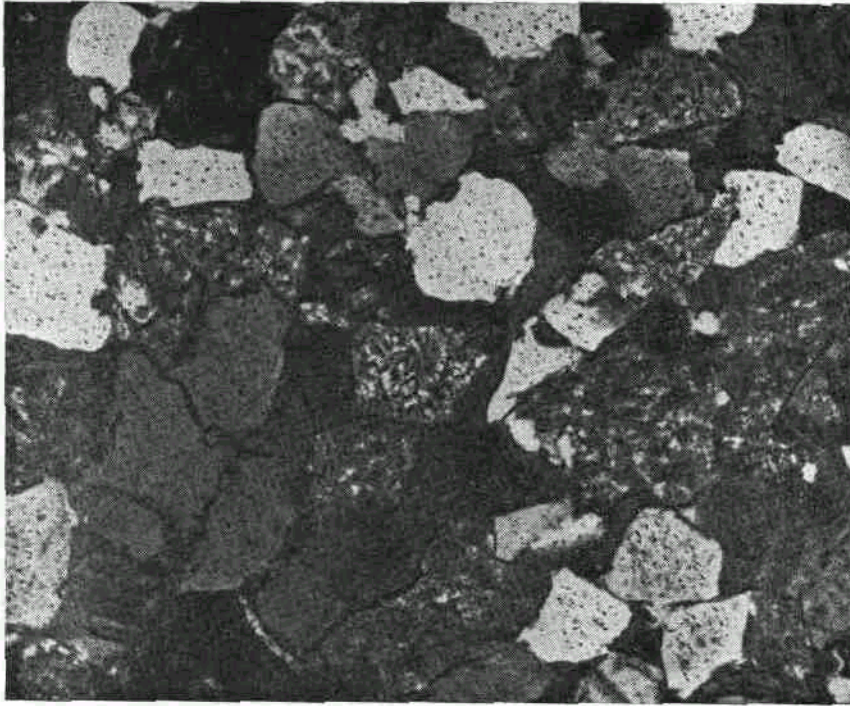
Фиг. 6-8. Умеренно сортированный литовый аренит, формация Фронтир (мел). Округ Фримонт, близ Дубойса, Еайоминг, США. Примерно одинаковое количество зерен кварца и кремня. Кремь представлен агрегатами от плотных изотропных до хорошо раскристаллизованных. Николи скрещены, X55. См. фиг. 6-9.

нада [131], и песчаники меловой формации Чико в Калифорнии Г2221 Известно и много других примеров.

Многие третичные пески побережья Мексиканского залива в действительности являются литовыми аренитами. Среди хорошо известных примеров можно упомянуть олигоценую формацию «Фрио» [154] и миоценовые песчаники Оквилл [65] в Техасе и эоценовую формацию Уилкоккс в Луизиане [222]. -у г "

Большая часть песчаников третичной молассы (фиг. 6-10) в Северных Альпах представлена литовыми аренитами. Они содержат бочь-шое количество обломков пород и сравнительно мало кварца и полевых шпатов [10, 75]. Содержание кварца колеблется от 17 до 75% составляя в среднем 20—30%. Содержание полевых шпатов — 1% или менее максимум 27%, в среднем 2—18%. Количество частиц горных пород w' -стигает 72/o, причем в некоторых песках они преимущественно представлены зернами известняков и доломитов. Зерна карбонатов слагают от 18 до jj''/o объема этих песков. В более полевошпатовых песках обломки метаморфических пород преобладают над обломками карбонатных пород. Богатые карбонатами пески содержат также значительное количество кремней.

Значительное число песчаников ближе всего соответствует прото-кварцитам или сублитаренитам. Хорошими примерами этих пород являются докембрийские кварциты Серпент северного побережья озера Лунон, некоторые из силурийских кварцитов Тускарора в Аппалачах и пенсильванские песчаники Анвил-Рок Иллинойского бассейна Они могут представлять собой литовые арениты, которые были слегка



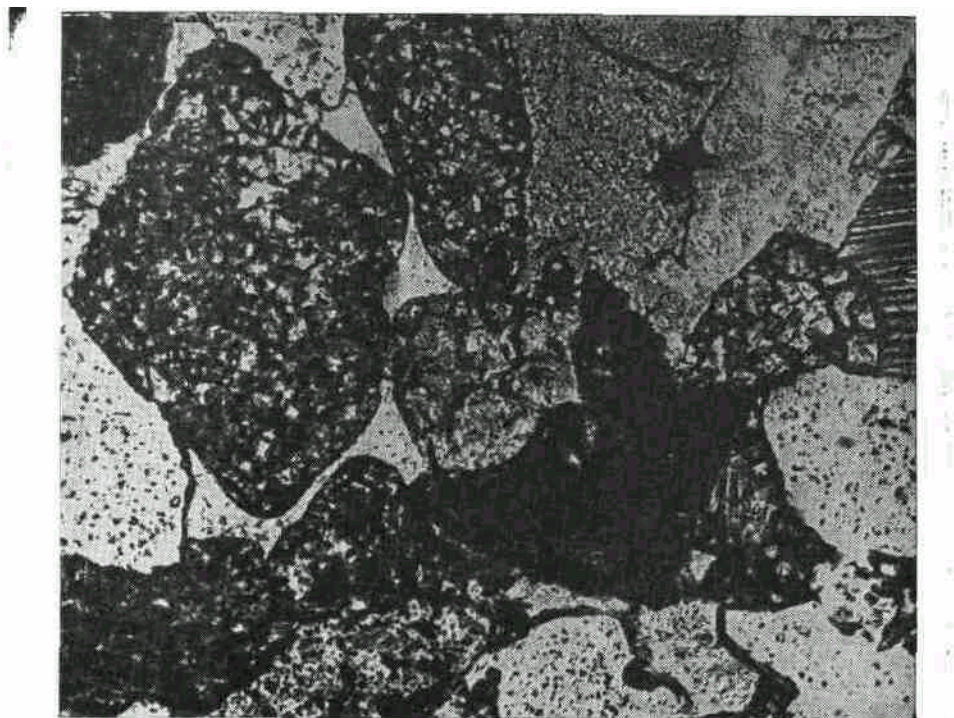
Фиг. 6-9. Лититовый арени́т, песчаник Викинг, или Cardium «В» (мел). Гаррингтон-Филд, Альберта, Канада. Порода сходна с изображенной на фиг. 6-8. Состоит из умеренно сортированной смеси полуугловатого до полуокатанного кварца и кремня, причем последний составляет почти треть структурообразующих зерен песка. Никколи скрещены, $\times 55$.

«очищены» в неритовой зоне, настоящие лититовые арени́ты, по всей вероятности, более характерны для аллювиальных отложений.

Происхождение и значение. Кажется вероятным, что большинство современных песков по составу являются лититовыми арени́тами или протокварцитами. Хотя частицы пород в современных песках обычно остаются неучтенными (главным образом, вероятно, потому, что для их идентификации необходимо изучение прозрачных шлифов), они в общем преобладают над полевыми шпатами (табл. 2-4). Пески многих крупных рек содержат частицы пород в изобилии. Частицы пород присутствуют и на пляжах, но в меньших количествах, чем в водных потоках, возможно, потому, что они легко разрушаются более сильной абразией в зоне прибоя.

Древние лититовые арени́ты очень обычны. По имеющимся оценкам, они составляют от 20 [173] до 26% («граувакки низкого ранга» [150]) всех песчаников и, таким образом, значительно превосходят по распространенности аркозы. Чаще всего они встречаются в меловых и третичных флишевых разрезах, играя в них ту же роль, что и граувакки в более древних флишевых фациях [39], но в отличие от граувакк лититовые арени́ты встречаются и внутри геосинклиналей, и за их пределами. Типичный молассовый песчаник скорее всего является лититовым арени́том. Определения терминов «флиш» и «моласса» даны в гл. 12.

Лититовые песчаники в большинстве случаев представлены незрелыми песками и, следовательно, как и другие подобные пески, формируются в условиях благоприятных для образования и отложения срав-



Фиг. 6-10. Кальклитит, древняя моласса (третичная).

Близ Брегенца, Форарльберг, Австрия. Превосходный пример кальклитита. Обратите внимание на относительно низкое содержание кварца и очень большое количество равномернозернистых, микрорекристаллических частиц пород — микритовых известняков и доломитов. Некоторые образцы этих песчаников содержат от трети до половины обломочного карбоната. Цемент карбонатный. Обычный свет, $\times 100$.

нительно нестабильных материалов. Механизм возникновения больших объемов песка из тонкозернистых пород еще не совсем ясен. Полное разрушение должно поставлять материалы алевритовой и глинистой размерности. Дезинтеграция крупнозернистых пород без их полного разложения будет поставлять песок, но от дезинтеграции тонкозернистых пород можно было бы ожидать образования алевритов либо крупных обломков. Тем не менее тонкозернистые породы продуцируют большие объемы песка. Механическая непрочность большинства пелитового и метапелитового материала, подверженного кливажу, исключает возможность его дальнего переноса и сохранения, особенно в условиях прибоя. По этой причине лититовые арениты могут указывать на относительно локальные источники питания, может быть, даже в пределах поднятых участков того же осадочного бассейна.

Химически нестабильные частицы пород, обломки известняков и вулканических пород, свидетельствуют об эрозии не полностью выветрелого материала. Такая эрозия ускоряется высоким рельефом и (или) аридными условиями. Кремневые арениты являются исключением из этого правила. Они, как и кварцевые арениты, являются зрелыми песчаниками и свидетельствуют о длительном и глубоком выветривании.

Лититовые арениты отражают характер области питания. Если аркозы указывают на область питания, сложенную плутоническими породами — гранитами и гнейсами, — то лититовые арениты являются индикаторами супракрустальной области размыва, сложенной вулканическими, слабометаморфизованными и осадочными породами. Состав

лититовых аренитов отражает каждый из этих главных источников. Большинство лититовых аренитов возникает при денудации смешанных областей питания, сложенных осадочными и метаосадочными породами. При более глубоком расчленении должны вскрываться плутонические магматические и метаморфические породы более высоких ступеней метморфизма, в результате чего продуцируемые ими пески становятся более полевошпатовыми.

Из приведенного здесь краткого обзора видно, что лититовые арениты, по-видимому, представляют собой: 1) аллювиальные песчаники, накапливающиеся на флангах крупных поднятий в виде мощных толщ, тесно приуроченных к молассовым бассейнам, либо 2) аллювиальные песчаники, отложенные на платформах (кратонах) крупными реками, получающими значительную часть своего обломочного материала как с соседних, так и с отдаленных поднятий, и 3) морские турбидитные пески как в третичных геосинклинальных депрессиях, так и в *современных глубоких морях*. Аллювиальным пескам свойственны обычные текстуры подобных отложений: косая слоистость, базальное положение в циклах с уменьшающейся сверху крупностью зерен и т. п. Турбидитные пески входят в состав флишевидных толщ и обладают характерными для этих фаций обычной градационной слоистостью и донными знаками.

ГРАУВАККИ И РОДСТВЕННЫЕ ИМ ПОРОДЫ. ВАККИ

Определения и история термина. Термин «граувакки» возбудил, вероятно, больше споров, чем любой другой термин в осадочной петрографии. Целый поток заметок и статей был посвящен этому классу пород и точному определению термина. Среди них можно назвать работы Босуэлла [19], Камминса [39], Крынина [118], Мак-Брайда [141], Мак-Элроя [145], Петтиджона [172], Шики и Мидзутани [190], Вйзё-недера [220] и Дотта [51]. Пожалуй, наиболее полный обзор проблем номенклатуры сделан Доттом.

Дотт указывает, что этот термин, который приписывают Ласиусу [129], был первоначально введен Им в 1789 г. для полевого определения верхнедевонских-нижнекаменноугольных слоев кульма в горах Гар-ца. Однако термин был использован Вернером еще в 1787 г. (см. [37]). С появлением микроскопических методов исследования мы лучше можем понимать эти породы и сформулировать более четкое определение. Недавние исследования Хельмбольда и ван Хоутена [94] и Маттиата [140], посвященные типовым грауваккам Гарца, дали нам петрологические «реперы», с которыми можно сравнивать граувакки других районов.

Авторы склоняются к мнению Камминса [39], который принимает определение Джемисона, сделанное с 1808 г.: граувакки—это «...вид песчаника,... сложенного зернами песка разного размера,... связанными друг с другом глинисто-сланцевой основой, которая придает породам их серый цвет и твердость». Это определение четко соответствует давнишнему описанию типовых граувакк гор Гарца, сделанному Наума-ном [155], так же как и совсем недавнему описанию этих же пород, данному Хельмбольдом и Маттиатом. Оно также согласуется с применением термина «граувакка» большинством геологов в течение последних полутора лет.

Наиболее заметные отклонения от традиционного использования этого термина представляли определения, которые расширяют его значение, включая в него пески, обогащенные обломками пород, а в некоторых случаях и хорошо сортированные, и исключают пески, обогащенные полевыми шпатами. Последнее ограничение было снято, поскольку

классические граувакки Гарца сами являются существенно полевошпатовыми. Название «граувакки» в применении к чистым пескам, богатым частицами пород, теперь также обычно заменяют термином «лититовый песчаник» (лититовый аренит или литаренит) или «субграувакка».

Хотя точное определение дать трудно, существует достаточно однородная группа пород, сходных по своим основным характеристикам с типовыми песчаниками Гарца, которые по традиции называют «грау-вакками». Темный тонкозернистый матрикс, в котором размещены песчаные зерна, является главной характерной чертой этих пород.

Хотя характеристика матрикса складывается из относительных величин и, в частности, при определении граувакк использовались разные произвольные верхние границы размеров зерен в матриксе и его содержания в породе, это не препятствует установлению идентичности преобладающего большинства изученных и описанных граувакк. Граувакки — это не просто глинистые или алевритые песчаники или аркозы с порами, заполненными глинистым материалом. В отличие от граувакк аркозы содержат глину в виде отдельной фракции, и она представляет собой более тонкозернистый компонент. Аркозы, по-видимому, имеют четко бимодальное распределение зерен, тогда как в граувакках прослеживается непрерывный ряд от самых грубых до наиболее тонких частиц [100]. Более того, матрикс аркозов отличается от матрикса граувакк. Он обычно бывает каолиновым и может иметь красную окраску в отличие от темной хлоритовой «пасты» граувакк.

Глинистые, богатые кварцем пески представляют собой обычно пески, образованные деятельностью роющих организмов, *биотурбатов*, и легко отличаются от граувакк. Ни они, ни глинистые аркозы не похожи на граувакки ни цветом, ни твердостью, ни химическим составом. Более того, по характеру залегания и типичной текстуре они коренным образом отличаются от граувакк. Главные трудности петрографы-оса-дочники испытывают при изучении водноотложенных туфов и подводных пепловых потоков с их цеолитовыми продуктами изменения стекла.

Общее описание. Граувакки, как отмечает большинство исследователей, представляют собой темно-серые или черные, обычно крепкие, хорошо затвердевшие породы. Во многих из них обнаруживаются гра-дационная слоистость, а также конволютная и мелкая течениевая слоистость и разные донные знаки, такие, как трубки, желобки и слепки нагрузки. Граувакки обычно ритмично переслаиваются с алевритами или сланцами. Эти особенности не универсальны, но присущи не только грауваккам, и, хотя их наличие представляет определенный интерес, сами по себе они не являются диагностическими признаками и поэтому не должны входить в определение.

Песчаная фракция обычно богата кварцем (соотношения между содержаниями полевого шпата и частиц пород самые разнообразные), обычно содержит небольшое количество обломочной слюды. Форма и размер кварцевых зерен варьируют, но, как правило, обломки весьма угловаты и часто обнаруживают хорошо выраженное волнистое угасание. Они часто составляют половину или менее песчаной фракции, а остальная ее часть представлена полевыми шпатами и частицами пород. Полевые шпаты, преимущественно плагиоклазы, всегда многократно сдвойникованные. Чаще встречаются натриевые, а не кальциевые плагиоклазы. Высокое содержание Na₂O в граувакках вообще, как в классе пород, свидетельствует о том, что полевые шпаты представлены почти чистым альбитом. Калиевые полевые шпаты могут полностью отсутствовать, хотя в некоторых граувакках они содержатся в небольших количествах [10]. Хотя полевые шпаты обычно свежие, в некоторых из них наблюдаются включения серицита, хлорита и эпидота; последний,

Таблица 6-5 Модальный минеральный состав граувакк
Inn прттипжпну Г17.Ч1 р ппДяялониямч!

	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>B</i>	<i>Г</i>	<i>Д</i>	<i>Е</i>	<i>Ж</i>	<i>З</i>	<i>и</i>	<i>К</i>
Кварц	33	22	37	4	24	27	33	56	9	След
Полевые шпаты	15	5	12	10	32	19	21	37	43	30
Обломки пород «Матрикс»	3	26	15	50	19	30	7	7	10	13
Слюда и хлорит	45	47	32	32	П ¹	21	33	П ²	25	45
Прочие	—	—	—	—	16	—	6	—	4	—
	—	—	3	2	8	3	—	—	48	10»

¹ Отдельно не отмечен; 38% породы составляют сглина и алеврит» ² Отдельно не отмечен.

* Роговая обманка и пироксен,

A — полевошпатовая граувакка (докембрий), Онтарио, Канада; среднее из трех анализов [167]. *B* — литовая граувакка (ордовик, сланцы Мартинсберг), Пенсильвания, США [142]. *B* — песчаник (грит) Аберистунт (силур), Уэльс [161]. *Г* — литовая граувакка (девон), Австралия; среднее из пяти анализов [34]. *Д* — полевошпатовая граувакка (девонско-миссисипская формация Таннер), горы Гарц, ГДР [93]. *Е* — граувакка (кульм), Гарц, ГДР [140]. *Ж* — граувакка (нижний мезозой), район Порируа, Новая Зеландия [217]. *З* — полевошпатовая граувакка (францисканская формация, юра?). Калифорния, США; среднее из 17 анализов [204].

И — граувакка Пуари (мел), Папуа; среднее из четырех анализов [54].

К — туфогенная граувакка Ауре (миоцен), Папуа; среднее из двух анализов [63].

вероятно, является продуктом декальцификации плагиоклазов. Как и у кварцевых зерен, края полевых шпатов могут быть затуманенными, поскольку они как бы обволакиваются матриксом.

Частицы горных пород представлены преимущественно глинами, глинистыми сланцами, алевролитами, аспидными сланцами и аргиллитами, филлитами и слюдястыми сланцами. В изобилии могут присутствовать кремни и микритовые известняки (особенно первые), поликристаллический кварц и тонкозернистые кварциты. Многие граувакки, однако, содержат частицы тонкозернистых изверженных пород, некоторые с микролитами полевых шпатов. Особенно часто встречаются кислые излившиеся породы, менее обычны обломки андезитов. В редких случаях присутствует серпентин [225]. Увеличение содержания вулканических пород и появление зональных плагиоклазов и расколотых идиоморфных кристаллов в граувакке ведет к незаметному переходу их в субакваль-ные туфы и туфогенные песчаники. Пределы колебаний состава граувакк иллюстрирует табл. 6-5.

Обломочные слюды (биотит, хлоритизированный биотит и мусковит) являются обычными, но не широко распространенными компонентами. Среди второстепенных аксессуаров встречаются карбонаты, вероятно близкие к анкериту, образующие неправильные пятна, замещающие матрикс, а также некоторые частицы пород и полевошпатовые зерна. Другие редкие аксессуары представлены сульфидами, вероятно, главным образом, пиритом, который, как и карбонаты, образует неправильные пятна.

В отличие от большинства других песчаников с заполняющим поры минеральным цементом граувакки связаны тонкозернистым матриксом, состоящим из тонковзаимопроросших хлорита, серицита и мелких (алевроитовой размерности) частиц кварца и полевых шпатов. Содержание матрикса, по-видимому, тоже в какой-то мере является функцией размеров зерен песчаной фракции: чем мельче песок, тем выше содержание в нем матрикса [160]. Хуккенхольц [100] указывает, что точное значение термина «матрикс» требует двух четких максимумов на кривой распределения размеров зерен: одного в области песчаной и другого в области глинистой размерности. Согласно этому взгляду, большин-

Т а б л и ца 6- Представительные химические анализы граувакк

/лп Прттмтжл'д; П 7.41- з мямрмрннстми^

	<i>A</i>	<i>ь</i>	<i>в</i>	<i>з</i>	<i>Д</i>	<i>Е</i>	<i>Х</i>	<i>З</i>	<i>и</i>	<i>К</i>
SiO ₂	60,51	61,39	76,84	69,11	68,85	74,43	73,04	71,10	68,84	65,05
TiO ₂	0,87	0,62	—	0,60	0,74	0,83	0,15	0,50	0,25	^0.46.
Al ₂ O ₃	15,36	16,97	11,76	11,38	12,05	11,32	10,17	13,90	14,54	13,89
FeO	0,76	0,39	0,55	1,41	2,72	0,81	0,56	Следы	0,62	0,74
MnO	7,63	5,32	2,88	4,64	2,03	3,88	4,15	2,70	2,47	2,60
MgO	0,16	0,12	Следы	0,17	0,05	0,04	0,18	0,05	Не обн.	0,11
CaO	3,39	3,84	1,30	2,06	2,96	1,30	1,43	1,30	1,94	1,22
Na ₂ O	2,14	3,21	6,70	1,15	0,50	1,17	1,49	1,80	2,23	5,62
K ₂ O	2,50	2,78	2,57	3,20	4,87	1,62	3,65	3,70	3,88	3,13.
NaO-i-	1,69	1,25	1,62	1,76	1,81	1,74	1,37	2,30	2,68	1,41
H ₂ O-	3,38	2,441	—	4,13	2,30	2,15)	—	1,90	1,60	2,30
PA	0,15	0,06/	1,87 ¹	0,05	0,77	0,20	2,36'	0,26	0,35	0,28.
ZrO ₂	0,27	0,19	—	0,03	0,06	0,18	0,23	0,10	0,15	0,08.
CO ₂	—	0,07	—	—	—	—	—	—	0,05	—
SO ₂	1,01	0,08	—	—	0,08	0,48	0,84	0,12	0,14	2,83.
S	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15	—
Cr ₂ O ₃	0,42	0,15	—	—	0,08	0,12	0,10	Следы	—	0,05.
BaO	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
C	~	0,06	—	—	Следы	—	—	—	0,04	—
Сумма	—	—	—	—	0,07	0,17	0,17	0,09	—	--
Сумма	100,24	99,75	100,18	99,69	99,94	100,45	99,80	99,80	99,93	99,77-

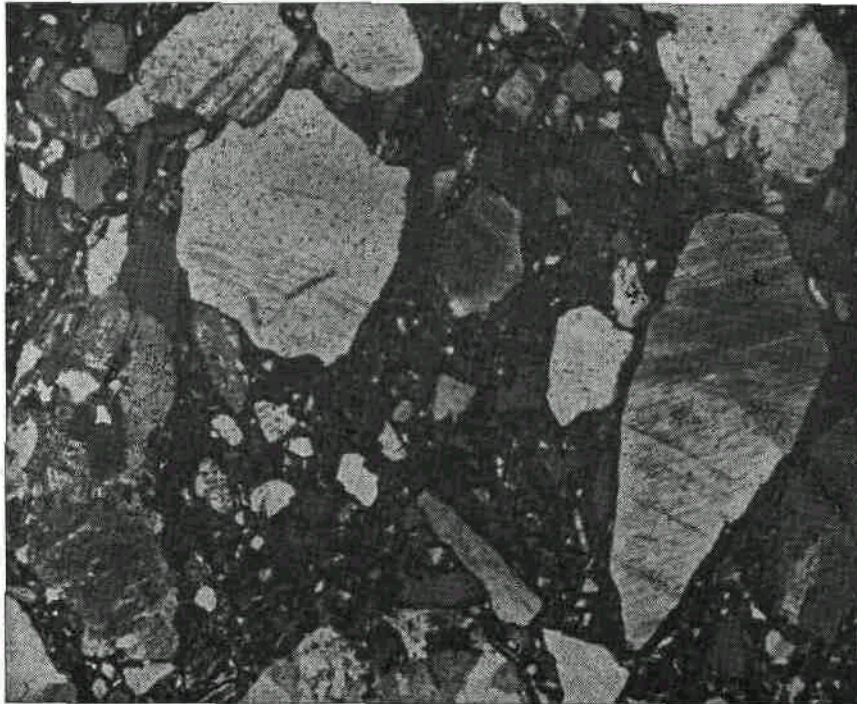
¹ Потери при прокаливании.*A* — граувакка (архей), озеро Маниту, Онтарио, Канада, аналитик Брунн [171].*ь* — граувакка (архей), Найф-Лейк, Миннесота, США, аналитик Граут [85].*в* — граувакка из сланцев Тайлер (докембрий, Анимики), Херли, Висконсин, аналитик Стоке [47].*з* — граувакка Ренселер (о^довик?), близ Спенсерауна, штат Нью-Йорк, аналитик Уиик [11]*Д* — граувакка Таннер (верхний девон—нижний карбон), Шарцфельд, ГДР, аналитик Хельм-больд [93].*Е* — граувакка из сланцев Стэнли (карбон), близ Мины, Арканзас, аналитик Брунн [171]. *Ж* — кульм (карбон), Штейнбак, франкенвальд, ФРГ [54].*З* — средняя проба (нижний мезозой), приготовленная смешением равных частей из 20 образцов граувакк, отобранных в обнажениях вдоль берега между Палмер-Хед и Уэ-Ге-Така, Веллингтон, Новая Зеландия, аналитик Ричи [176]. *И* — францисканская формация (юра?), карьер компании Окленд-Пейвинг,

Пидмонт, Калифорния,

аналитик Хаусон [44]. *К* — граувакка (мел'), горы Олимпик, Вашингтон, близ Солдака, аналитик Брунн [171].

ство граувакк не имело бы матрикса. Однако этого ограничения в определении матрикса почти никто не придерживается. Матрикс до известной степени находится во взаимопроращении с более крупными песчаными зёрнами. Во многих случаях бывает очень трудно отличать мат-рикс, как таковой, от плохо определенных тонкозернистых частиц пели-товых пород. Эта трудность может привести к переоценке содержания матрикса [18].

По химическому составу граувакки представляют собой удивительно однородную группу (табл. 6-6). Несмотря на отсутствие единого' определения граувакк, общий химический состав их во всем мире очень. похож независимо от их геологического возраста. Кроме того, он коренным образом отличается от состава аркозов (табл 6-2, фиг. 6-2).



Фиг. 6-11. Полевощпатовая граувакка, формация Реклуз, группа Эпуэрт (нижний протерозой).

Залив Коронейшен, Северо-Западные территории, Канада. Порода состоит из плохо сортированной смеси угловатых обломков в тонкозернистом матриксе. Много кварца и полевых шпатов, но присутствует также некоторое количество обломков горных пород. Николи скрещены, $\times 20$.

Как можно видеть из таблицы, граувакки богаты Al_2O_3 , $FeO + Fe_2O_3$, MgO и Na_2O . Высокое содержание Na_2O , несомненно, отражает альбитовую природу полевых шпатов; MgO связан с хлоритовым матриксом, так же как и высокое содержание FeO . Отличительными особенностями химического состава являются преобладание FeO над Fe_2O_3 , MgO над CaO и Na_2O над K_2O . Именно этими соотношениями граувакки заметно отличаются от аркозов.

Многие граувакки имеют валовой состав, весьма сходный с определенной материнской породой, скорее всего с гранодиоритом, а не с основной магматической породой, как полагали некоторые. Пески обычно отличаются по химическому составу от исходных пород вследствие выветривания и сортировки. Химически не дифференцированная природа граувакк свидетельствует о том, что один или оба процесса остались незавершенными. Пески современной реки Колумбии [219] имеют валовой химический состав, удивительно близкий к составу граувакк. Может быть, области питания древних граувакк и песков реки Колумбии были сходными?

Разновидности и типы граувакк. Как отмечалось ранее, мы отличаем аркозы, не имеющие матрикса, т. е. аркозовые арениты, от аркозов с каолиновым глинистым матриксом, т. е. от аркозовых вакк. Существует ли подобное различие в семействе граувакк между лишенными матрикса и богатыми матриксом разновидностями? В нашем понимании название «граувакки без матрикса» было бы терминологическим противоречием. Порода грауваккового состава, лишенная матрикса, -- это в большинстве случаев лититовый аренит. Хотя термин «зрелые грау-

вакки» и применялся к таким песчаникам, даже сам Фолк [65] заменил его термином «лититовые аренинты».

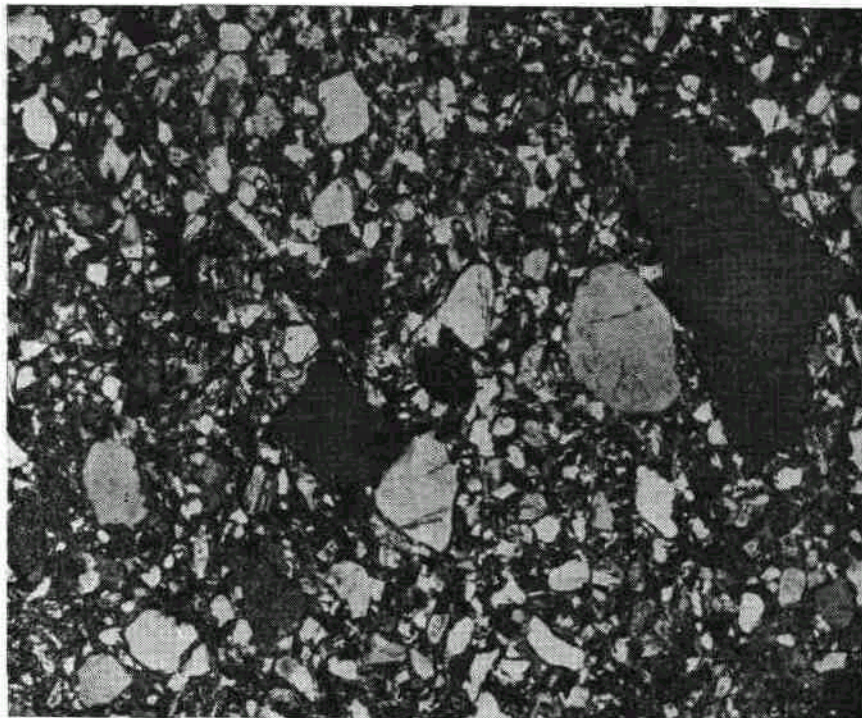
Можно, однако, различать ряд разновидностей граувакк. Граувак-ки, богатые обломками пород, называют *лититовыми граувакками*, богатые полевыми шпатами, — *полевошпатовыми граувакками*.

Некоторые граувакки очень бедны кварцем и содержат примесь явно вулканического материала, например вулканогенный кварц, идио-морфные кристаллы полевых шпатов или их обломки и заметные количества железомagneзиальных минералов. Это — вулканогенные граувакки. Они постепенно переходят в настоящие субаквальные туфы. Существуют и другие граувакки, аномально обогащенные кварцем и лишенные полевых шпатов. Это — «кварцвакки» Фишера [62]. Между бедными кварцем и богатыми кварцем разновидностями располагаются обычные, наиболее распространенные граувакки. Анализы *Г*, *И* и *К* табл. 6-5 представляют класс граувакк, бедных кварцем, большинство других анализов этой таблицы относится к промежуточной группе.

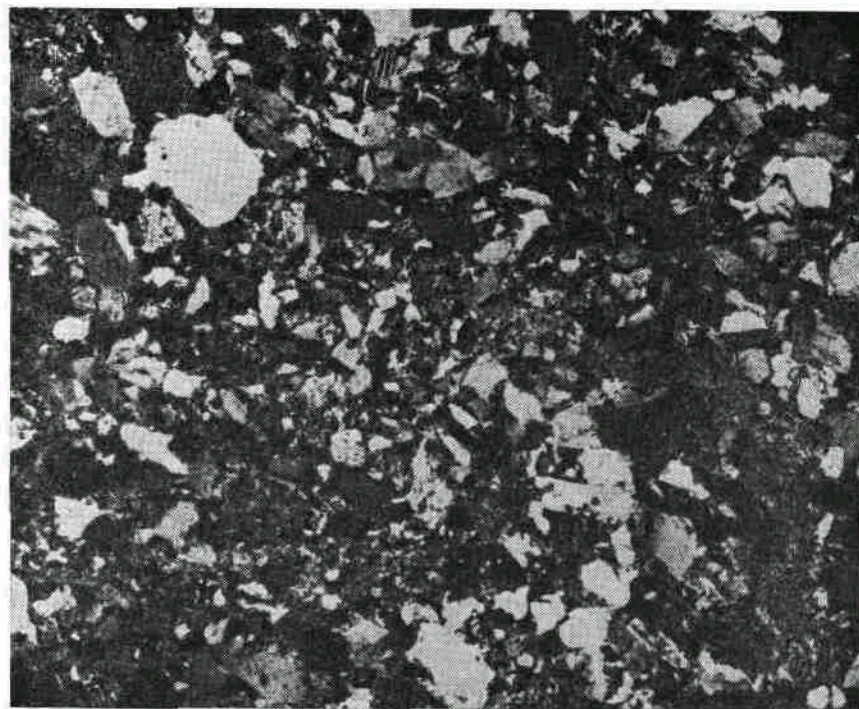
Крук [38] выделял три главных класса граувакк, считая, что их различия определяются областями питания. Он относил бедные кварцем разновидности (менее 15% кварца) к вулканическим областям питания, богатые кварцем (свыше 65%, а обычно 80% кварца) — к осадочным областям питания, а промежуточный класс (от 15 до 65% кварца) — к смешанным областям. В своих построениях Крук пошел настолько далеко, что связывал бедные кварцем типы с условиями островных дуг, класс, богатый кварцем, — с тектонически неактивными окраинами континентов, а промежуточный класс — с тектонически активными окраинами континентов и микроконтинентов.

Распространение и примеры. Граувакки обычно встречаются в геосинклинальных областях, причем они могут сопровождаться и не сопровождаться вулканическими породами. Они, несомненно, являются характерными песчаниками эвгеосинклинальных поясов, где ассоциируются с подушечными лавами или «зеленокаменными породами» [9, 211, 213]. Возрастной диапазон этих граувакк очень широк — от древнейшего докембрия до третичного периода. Примерами самых древних могут служить многие архейские толщи Канадского щита [50, 167], Фен-носкандии [193] и Южной Африки [7]. Сюда же относятся докембрийские дальредские грубозернистые граувакки (граувакковые gritы) Шотландии [200]. Сходные породы встречаются в древних палеозойских районах Уэльса [161, 223], в Южных нагорьях Шотландии (фиг. 6-12) [215], в Скандинавских горах и на Шпицбергене [213]. Ордовик Ньюфаундленда характеризуется таким же комплексом пород [58]. Этот комплекс обнаружен также в молодом герцинском складчатом поясе Корнуэлла и Девона и в соответствующих районах Европы, в частности в Гарце (фиг. 6-13) [62, 93, 140] и в Рейнских Сланцевых горах [95]. Хорошо описанные примеры известны также в нижнем мезозое округа Веллингтон в Новой Зеландии [176] и в юрской францисканской формации (фиг. 6-14) Береговых хребтов Калифорнии [44, 204]. Граувакки в ассоциации с зеленокаменными и кремнистыми породами обнаружены в мезозое и палеозое Аляски (фиг. 6-15) [27, 132], в горах Олимпик штата Вашингтон [163], в палеозое Нового Южного Уэльса в Австралии (фиг. 6-16) [34, 35] и в меловых толщах геосинклинали северо-западного Калимантана [90].

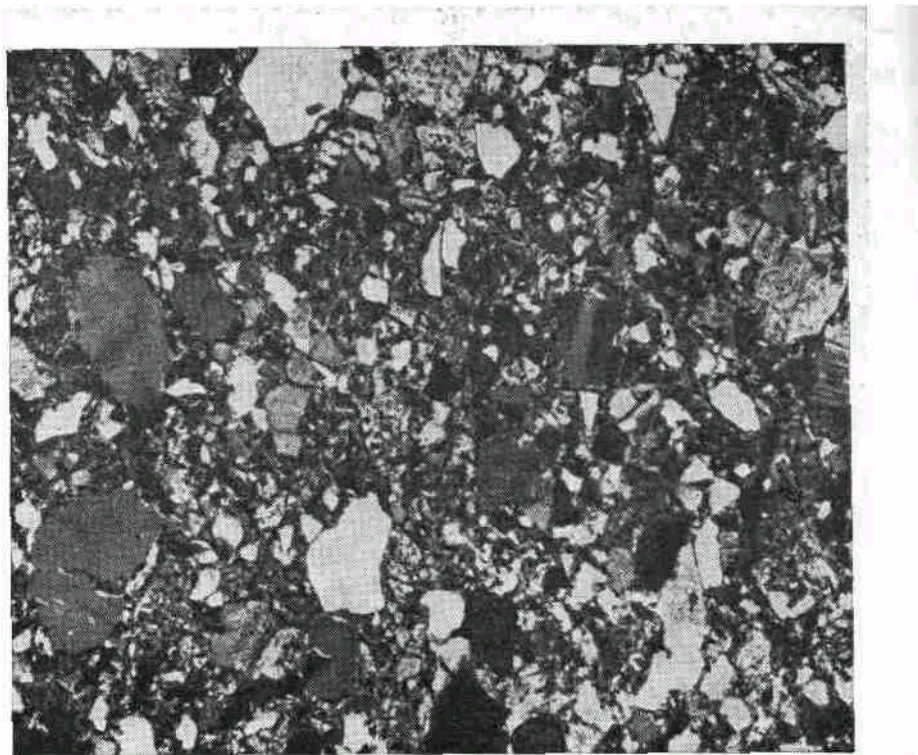
Граувакки встречаются также в геосинклинальных областях, где вулканизм не проявлялся или проявился в малой степени. Хорошие примеры можно встретить в анимикских (протерозойских) аспидных сланцах Тайлер, сланцах Мичигамм и сланцах Томсон близ Дулута [185], в Пеннокском складчатом поясе к югу от озера Верхнего [103],



Фиг. 6-12. Грубозернистая плохо сортированная граувакка, Карадок (ордовик).
 Примерно 350 м к востоку от Гарвалда, Шотландия. Состоит из полуугловатых до полуокатанных зерен кварца и полевого шпата с небольшим количеством обломков пород, включая афанитовые вулканические породы. Никели скрещены, $\times 20$.



Фиг. 6-13. Типичная, или «классическая», граувакка (кульм, карбон).
 Карьер возле Зёзетальшперре, около 7 км от Остероде, горы Гарц. Состоит главным образом из угловатых плохо сортированных зерен кварца (в среднем 26%), полевых шпатов (в среднем 19%), обломков горных пород (в среднем 38%) и тонкозернистого, обогащенного хлоритом матрикса. Никели скрещены, $\times 20$.

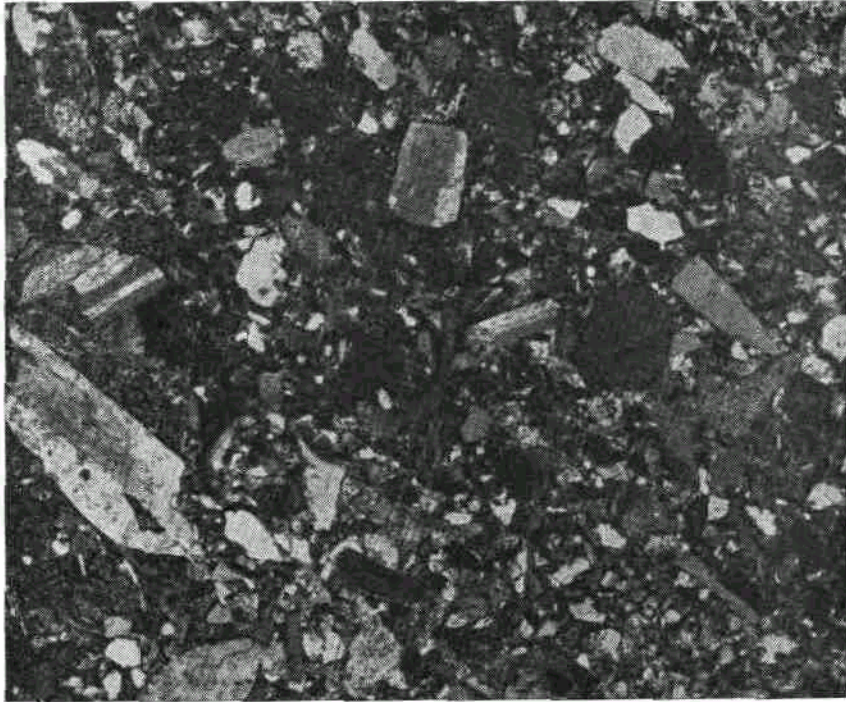


Фиг. 6-14. Типичная полевошпатовая граувакка, францисканская формация (верхняя юра?).

Примерно в 500 м к северу от моста Золотых Ворот возле Сан-Франциско, Калифорния, США. Состав породы: главным образом кварц, полевые шпаты и обломки горных пород в тонкозернистом хлорит-серичитовой матрице. Обратите внимание на плохую окатанность и недостаточную сортированность материала. Никели скрещены, $\times 20$.

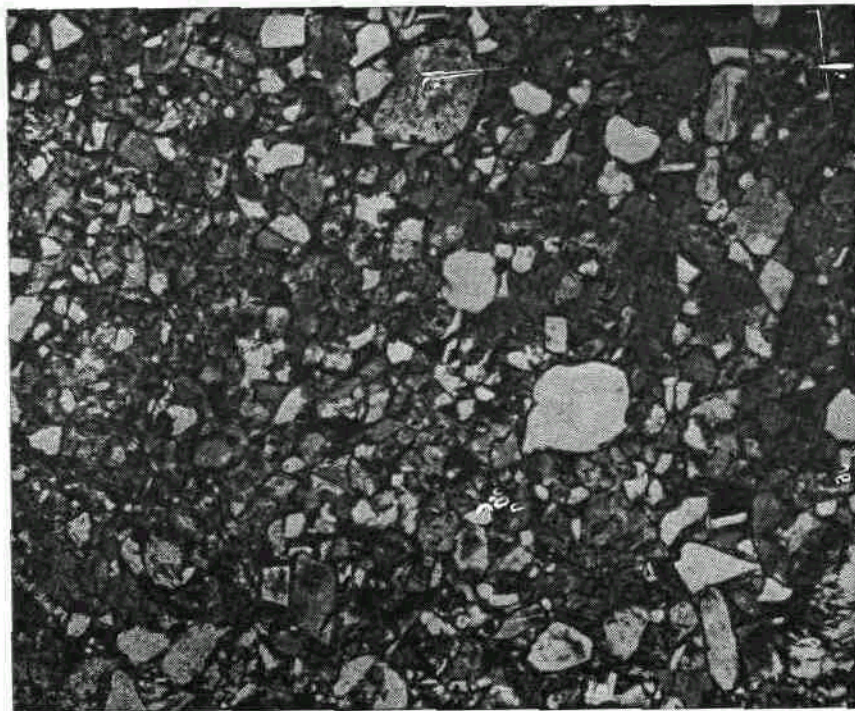
так же как и в «песчаниках» Челмсфорд бассейна Садбери (фиг. 6-17). Песчаники из ордовикских глинистых сланцев Мартинсберг (фиг. 6-18) [142], коррелирующиеся с ними граувакки Ренселер [11] и глинистые сланцы Норманскилл [218] Аппалачских гор входят в эту категорию, так же как и песчаники из глинистых сланцев Стэнли каменноугольного возраста, песчаники Джэкфорд гор Уошито в Арканзасе и Оклахоме [17] и формации Хэймонд из округа Маратон в Техасе [144]. Хорошо описаны примеры этих пород мелового возраста в Японии [158, 159, 189]. Многие из сортированных песчаников Апеннин представлены граувакками (фиг. 6-19) Все эти граувакки из миогеосинклинальных областей характеризуются большим содержанием частиц пород, чем полевых шпатов. Хотя в некоторых из этих геосинклинальных разрезов обнаружены немногочисленные туфовые слои, интенсивный подводный вулканизм в них не проявлялся

Граувакки четко приурочены к альпинотипным орогенным поясам и отсутствуют в разрезах недеформированных стабильных или платформенных областей. В общем они морского генезиса, а в приведенных выше примерах их считают главным образом турбидитовыми песками, входящими в так называемые флишевые фации. Не все флишевые песчаники, даже и турбидитного происхождения, и не все песчаники орогенных поясов являются граувакками. Однако, по всей вероятности, граувакки не встречаются за пределами этих поясов. Подсчитано, что граувакки составляют примерно пятую или четвертую часть всех песчаников [150, 173]. Предполагается, что в ранние



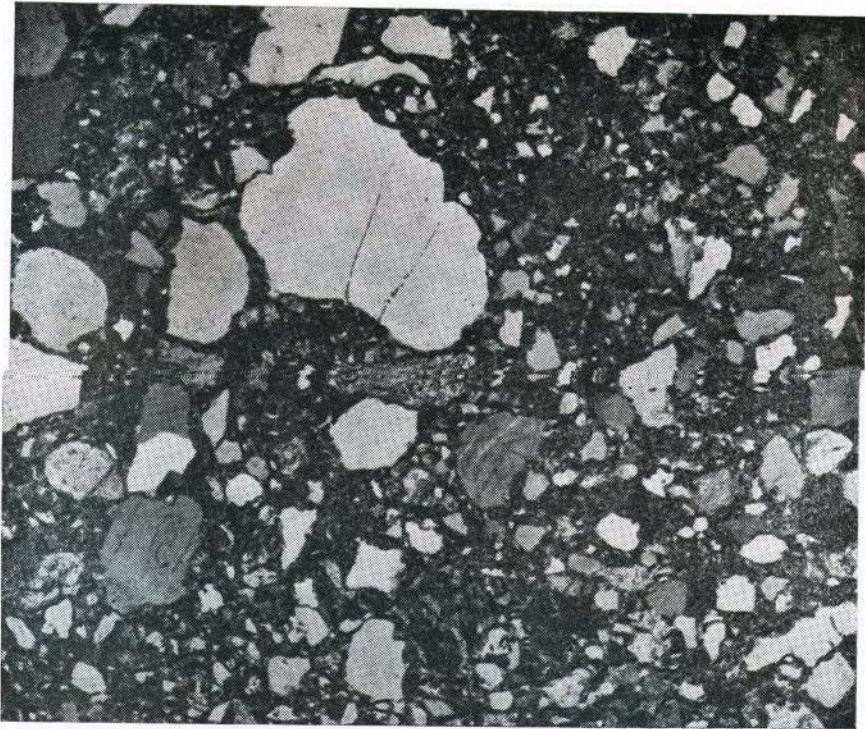
Фиг. 6-15. Граувакка, Кускоквим (мел?).

Водораздел Криби-Крик — Джордж-Ривер, район Кускоквим, Аляска. Граувакка отличается низким содержанием кварца и большим количеством полевых шпатов, частично представленных гидноморфными кристаллами, а также большим количеством обломков афанитовых пород со структурой течения. Очень плохая сортированность. Несомненная граувакка со значительным приносом вулканического материала. Никели скрещены, X20.



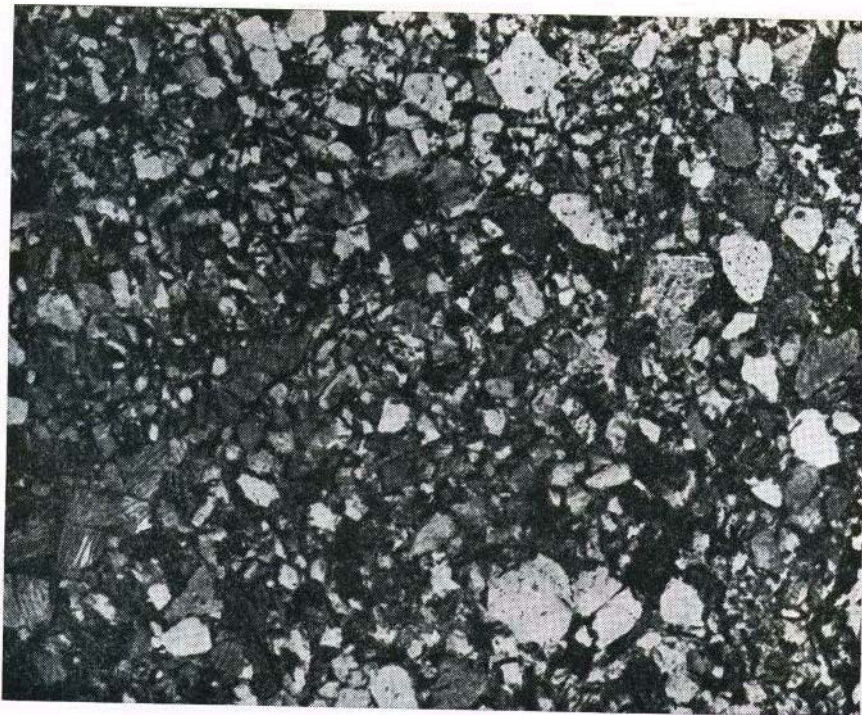
Фиг. 6-16. Граувакка из группы Неранлей (вероятно, силур).

Район Арэндэйл, Новый Южный Уэльс, Австралия. Граувакка отличается низким содержанием кварца и большим содержанием полевых шпатов и частиц пород, среди которых присутствуют вулканические породы. Обычный свет, X20.



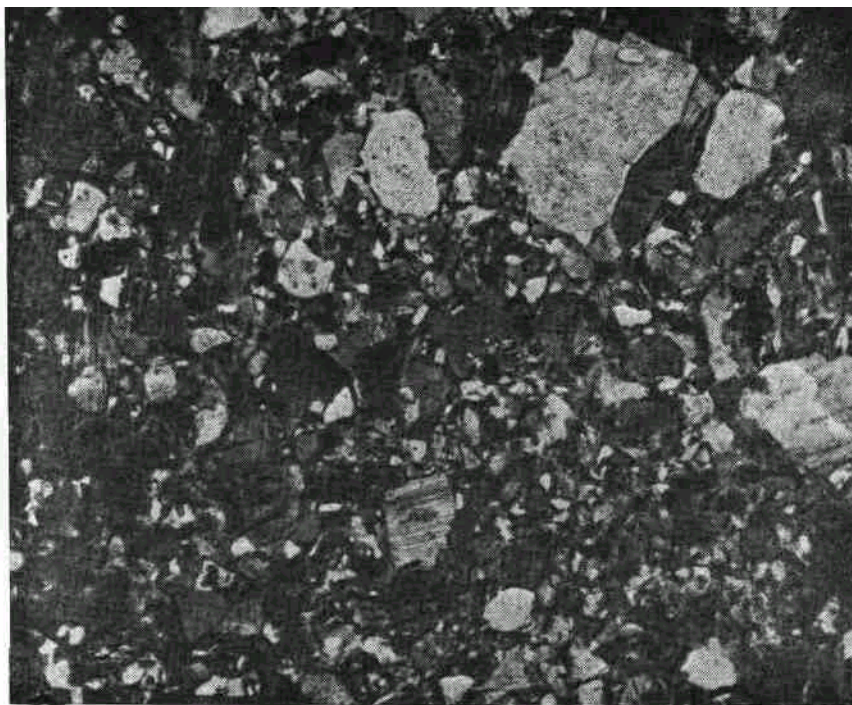
Фиг. 6-17. Песчаник Челмсфорд (докембрий).

Район Садбери, близ Челмсфорда, Онтарио, Канада. Граувакка с обычно не сортированными, плохо окатанными зернами кварца, полевого шпата и частиц горных пород в тонкозернистом матриксе. Никולי скрещены, $\times 20$.



Фиг. 6-18. Песчаник из толщи сланцев Мартинсберг (ордовик).

Бродфординг, округ Вашингтон, Мэриленд, США. Лититовая граувакка, состоящая из плохо сортированных, почти не окатанных обломков песчаной размерности в тонкозернистом матриксе. Граувакки Мартинсберг содержат 20–60% кварца, 1–12% полевых шпатов и 3–44% (в среднем 24%) обломков пород, главным образом осадочного происхождения. Матриксе составляет 30–48% породы. Никולי скрещены, $\times 20$.



Фиг. 6-19. Песчаник Пьетрафорте (мел).

Фьезоле, близ Флоренции, Тоскана, Италия. Хорошая граувакка, состоящая из плохо сортированных угловатых обломков — главным образом кварца, полевых шпатов и частей пород. Некоторые образцы этого песчаника содержат до 17% обломочного доломита. Николи скрещены, $\times 20$.

этапы истории Земли они играли более важную роль. Основания для этих предположений рассмотрены в гл. 12.

Проблема матрикса. Матрикс является характерной особенностью-граувакк и, как отметил Камминс [39], «сутью граувакковой проблемы». Согласно определению, содержание матрикса превышает 15%, а в некоторых случаях даже 50%. Правильность этих оценок, однако, была поставлена под сомнение [18], поскольку незрелые обломочные осадки, особенно граувакки, часто анализируются неправильно. Границы обломочных зерен в большинстве случаев маскируются проявлениями перекристаллизации. В результате содержание матрикса значительно переоценивается. Де-Бой [18] утверждает, что содержание матрикса во многих типичных граувакках не превышает нескольких процентов. Конечно, при скрещенных николях очень трудно точно разграничить несколько измененные обломки пород и перекристаллизованный сери-цитовый и хлоритовый матрикс. Во многих случаях также трудно отличать обломки мягких пелитовых пород, которые могут быть деформированы и вдавлены в поры между более прочными зернами кварца, от настоящего матрикса. Такие обломки создают ложный матрикс, или псевдоматрикс.

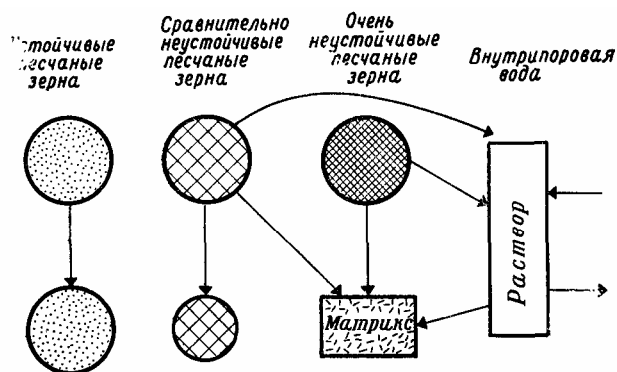
Матрикс интерпретировали по-разному. Его считали продуктом перекристаллизации первично обломочного компонента и, так как по составу он соответствует аспидному сланцу, предполагали, что первичный материал был глиной. Если это так, то проблема состоит в том, чтобы объяснить одновременное отложение глины и песка в одном и том же месте. Обычно в результате деятельности течений эти фракции накапливаются отдельно. Даже бары в нижнем течении Миссисипи — реки, пе-

рenessей преимущественно ил, — сложены чистыми песками. Предполагалось, что коагуляция электролитами морской воды должна осажать материал глинистой размерности [223]. Доказательств правильности этого взгляда, в общем, не существует. Чрезвычайно редко современные прибрежные и мелководные морские пески имеют такой характер, чтобы вместе с заполняющей их поры глиной стать со временем, после литификации, граувакками.

Матрикс в граувакках в последнее время связывают со способом их переноса и отложения. Многие граувакки геологического прошлого несут ясные следы деятельности мутьевых потоков и по сути дела являются турбидитами. Как отмечено Кюненом и Мильорини [128], «...все исключительные и приводящие в замешательство особенности типичных серий сортированных граувакк легко можно объяснить деятельностью мутьевых потоков высокой плотности». Они отметили, что такие потоки взвешенного тонкого глинистого материала способны переносить песок вниз по подводному склону, а будучи подпружены, прекращают свое существование, отлагая совместно груз песка и взвешенного глинистого материала, образуя сортированную граувакку. Отложение в глубоких морских впадинах объясняет, почему обычно не удается обнаружить современных аналогов древних граувакк. Однако рассмотрение скоростей оседания и анализ экспериментов на лотке не подтверждают мнения о том, что большое количество глинистого матрикса может быть отложено простым оседанием глины вместе с песком (гл. 9). Кроме того, граувакки, т. е. богатые матриксом пески, по-видимому, не так уж часто встречаются среди современных глубоководных песков предположительно турбидитного происхождения [97]. В более позднем обзоре проблемы Кюнэн [127] пришел к выводу, обоснованному теоретически и экспериментально, что содержание первоначального матрикса в более грубозернистых породах, если он вообще имеется, много ниже 10%.

Эмери [56] и Клейн [112] полагали, что глина могла быть привнесена механически, при перемещении поровых вод из перекрывающих и подстилающих слоев, и что первоначально чистые и хорошо сортированные турбидиты превращались таким образом в богатые матриксом граувакки. Кюнэн отверг это предположение и пришел к выводу, что матрикс грубозернистых граувакк в большинстве случаев представляет собой вторичное образование и что нет никакой нужды предполагать, что такие граувакки переносились и отлагались мутьевыми потоками какого-то другого типа или с помощью механизма, чем-то отличающегося от того, который принимается для современных глубоководных песков или третичных турбидитов.

Совершенно очевидно, что матрикс действительно представляет собой перекристаллизованный материал. Он состоит из хлорита, серицита и кварца в древних граувакках и из цеолитов и монтмориллонита в молодых. Ирвинг и Ван-Хайз [103] полагали, что матрикс образуется в результате «...слиудистого или хлоритового изменения полевых шпатов». То, что часть материала матрикса действительно аутигенна, было отмечено Крыниным [117], который наблюдал замещение обломочного кварца серицитом. Такие же взаимоотношения наблюдались и между хлоритом и кварцем. Первоначальные, созданные водной обработкой ограничения кварцевых зерен полностью исчезают, а новые представляют собой как бы клубы («chevaux-de-frise») зеленых кристаллов хлорита, вдающихся в светлые зерна кварца [82]. Позже Кам-минс [39] рассматривал все или почти все матриксы как продукт диагенеза. Бренчли [20] показал, что матрикс некоторых ордовикских вулка-ногенных граувакк, составляющий от 40 до 60% породы, является диа-генетическим. Там, где присутствует кальцитовый цемент, матрикса нет



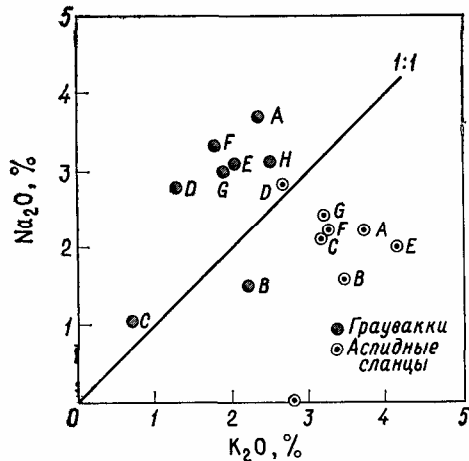
Фиг. 6-20. Схема предполагаемого постседиментационного происхождения матрикса граувакк (по Камминсу [39], с изменениями).

и порода представляет собой хорошо сортированный песчаник. Это позволяет прийти к выводу, что накопление раннего кальцитового цемента препятствует формированию матрикса. Эти различия обнаруживаются даже в смежных частях одного и того же слоя. Хотя наблюдения Бренчли имеют большое значение, остается неясным, почему палеозойские и более древние граувакки в общем так богаты матриксом, если карбонатный цемент препятствует ее образованию. Безусловно, эти породы должны были бы гораздо чаще иметь карбонатный цемент.

Эксперименты с песками, химически сходными с граувакками, показали, что минералы матрикса возникают при температуре 250 °С и давлении воды 1 кбар. Эти наблюдения подтверждают мнение о том, что матрикс граувакк может формироваться в процессе диагенеза и не обязательно быть перекристаллизованной тонкой обломочной фракцией [91].

Камминс отмечал, что большинство третичных и современных тур-бидитов не обладает таким обильным матриксом, который встречается в сопоставимых турбидитах более древних флишевых разрезов. Последние предположительно подвергались глубокому погребению и начальному метаморфизму, включающему в себя растворение под давлением на контактах зерен и особенно изменение неустойчивых компонентов, — главным образом обломков неустойчивых пород, но также и полевых шпатов (фиг. 6-20). Хотя в некоторых глубоководных турбидитах из кернов скважин, пробуренных по программе JOIDES (1970), была обнаружена литификация, которая, как показали предварительные исследования, большей частью связана с окремнением в результате растворения и переосаждения биогенного кремнезема. Мы можем, следовательно, заключить, что современные аналоги богатых матриксом древних граувакк представляют собой незрелые пески с большим количеством обломков глинистых и (или) вулканических пород, отложенных в бассейнах, где их ожидает глубокое погребение и слабый метаморфизм или интенсивный диагенез, названный Кюеноном «грауваккизацией».

В заключение можно сказать, что матрикс — тонкий внутрипоровый материал, характерный для граувакк (и некоторых аркозов) — скорее всего имеет разное происхождение. Диккинсон [46] выделил различные типы матрикса: *протоматрикс*, *ортоматрикс*, *эпиматрикс* и *псев-доматрикс*. Первый — это захваченная порами обломочная глина, второй — перекристаллизованный материал, третий — диагенетический продукт изменения песчаных зерен и четвертый — деформированные и раздавленные обломки пород. Диккинсон привел критерии выделения каждого типа.



Фиг. 6-21. Диаграмма отношения содержания Na_2O и K_2O в граувакках и генетически связанных с ними глинистых сланцах.

A — Новая Зеландия, мезозой, средняя проба [176]; B — Новая Зеландия, мезозой [176]; C — Норт-Спирит-Лейк, Онтарио, архей [50]; D — Найф-Лейк, Миннесота, архей [85]; E, F, G — Йеллоунайф, Большое Невольничье озеро, Северо-Западные территории, архей [Гендерсон, личное сообщение]; H — Касаммит-Лейк, Онтарио, архей [Hogwood, 1938].

Проблема Na_2O . Предлагались различные объяснения причин высокого содержания Na_2O в граувакках [57]. Оно, по-видимому, обусловлено высоким содержанием альбитовых полевых шпатов. Граувакка Таннер, например, содержит 3,5% Na_2O . Для этого количества Na_2O требуется 30% альбитового полевого шпата; эта оценка хорошо подтверждается наблюдениями, согласно которым полевые шпаты составляют 30—40% этой породы, а 85—90% из них имеют состав Апз-ю.

Полевые шпаты, несомненно, являются обломочным компонентом. Но был ли первичный материал альбитовым, или альбитовый состав полевых шпатов — это постседиментационная особенность? Тесная ассоциация многих (хотя и не всех) граувакк со спилитовыми породами позволяет предполагать, что эта проблема связана с происхождением спилитов [211]. Имеются определенные доказательства альбитизации *in situ*. Неправильные включения карбонатов, которые не являются ни обломочным материалом, ни заполняющим поры цементом и замещают как обломочные зерна, так и матрикс, несомненно, являются постседиментационным продуктом. Вероятно, альбитизация полевых шпатов-дает CaCO_2 , который и отлагается в виде карбонатов. Вспомним бесчисленные жеоды и прожилки кальцита, ассоциирующиеся с альбитизированными зеленокаменными породами. Но если изменение полевых шпатов — постседиментационный процесс, то почему ассоциирующиеся и переслаивающиеся с граувакками аспидные сланцы также не обогащены Na_2O ? Например, в Новой Зеландии пелитовые слои, переслаивающиеся с граувакками, имеют нормальное отношение $\text{MgO}/\text{K}_2\text{O}$ в отличие от сингенетичных граувакк (фиг. 6-21) [176]. Гаррелс и др. [74] предполагают, что высокое значение отношения $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ в глинистых и аспидных сланцах также является диагенетической особенностью, отражающей рост иллита за счет монтмориллонитовой, смешанослойной и каолинитовой минеральной ассоциации. Таким образом, Na_2O связан с полевыми шпатами, а K_2O — со слюдами. Менее вероятно, что первичные пески были столь обогащены Na_2O , так как они формировались почти исключительно из альбитосодержащих материнских пород, в то время как более тонкий материал, продукт выветривания, был беден Na_2O из-за обычного выщелачивания во время выветривания. Предполагалось, что отсутствие калиевых полевых шпатов обусловлено постседиментационным растворением и не является первичной особенностью [78]. Это соответствует совместимости альбита и мусковита при низких и умеренных температурах.

Значение граувакк. Многие, если не большинство граувакк, представляют собой переотложенные пески. В общем такие переотложенные

осадки не являются хорошими индикаторами климата ни в области питания, ни в области их отложения. К тому же, поскольку большинство граувакк морские отложения, они мало что говорят нам о климате места их накопления. С другой стороны, обломочный материал, из которого состоят граувакки, должен, как и материал аркозов, требовать такой обстановки, в которой эрозия, перенос и отложение происходят настолько быстро, что полного химического выветривания материала не может быть. Так же как аркозовые пески, обломочный материал граувакк может формироваться и в гумидных тропических условиях, и в аридном, и в арктическом климате. По мнению Крынина [116], обоснованному литологическими и фаунистическими данными, граувакки серии Сивалик (верхнетретичные) в северо-западной Индии отлагались в тропических условиях, изменявшихся от условий саванны к условиям прерии и степи. Фишер [62], изучавший граувакки Центральной Европы, также пришел к выводу, что они могли формироваться в нескольких различных климатических обстановках. Тальяферро [204] полагал, что граувакки францисканской формации (верхняя юра) формировались в результате сноса «...с высокой, расчлененной, недавно поднятой суши в суровых климатических условиях, при большом количестве осадков и, возможно, холодном климате в горах с залесенными склонами». Этот вывод основан на обилии свежих полевых шпатов и обугленных обломков древесины.

Так как распространение граувакк не ограничивается докембрием или даже додевоном, отсутствие сосудистых наземных растений не кажется необходимым условием их формирования, как это предполагалось Кайзером [105].

Граувакки, однако, указывают на особую тектоническую обстановку. Фишер называл их «насыпным» типом осадков. Если граувакки являются турбидитами, каждый их слой образовывался в сущности мгновенно. Их приуроченность к геосинклинальным областям и их преобладание во флише древних систем позволяют предполагать, что многие или большинство граувакк являются морскими турбидитами. Хотя, согласно определению, граувакки не обязательно должны быть турбидитами, фактически большинство известных граувакк — это турбидиты. Как предполагает Камминс, турбидиты молодых орогенных флишевых толщ являются предшественниками граувакк и будут превращены в граувакки диагенетическими изменениями или метаморфизмом низких ступеней. Такие изменения, сопровождаемые обогащением Na_2O , которое в свою очередь связано с морской обстановкой, могут создать характерные особенности граувакк. Согласно этой интерпретации, граувакки представляют собой продукт интенсивного диагенеза или слабого метаморфизма. Однако некоторые авторы не считают этот вопрос решенным [190].

Неясно, существуют ли и в каком количестве континентальные граувакки. Как отмечалось выше, Крынин [116] описал несколько предположительно континентальных граувакк, по Камминсу [40], но подавляющее большинство граувакк прошлого было, по-видимому, морскими образованиями. Некоторые исследователи считали, что граувакки отражают восстановительные условия, может быть даже восстановительную атмосферу [133], исходя, видимо, из высокого отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$. Существование палеозойских и более молодых граувакк исключает представление о восстановительной атмосфере. Ассоциирующиеся с ними сланцы обычно лишены аномально высоких содержаний органического углерода или раннедиагенетического пирита, указывающих на резко восстановительные условия.

До известной степени граувакки и аркозы действительно отражают

различные области питания. Аркозы характеризуют гранитные области питания. И хотя граниты или родственные им породы очень обычны и широко распространены в некоторых районах, они дают начало арко-зам далеко не всегда, а при сравнительно ограниченных условиях. С другой стороны, для граувакк число возможных областей питания, по-видимому, менее ограничено, в частности, обильные кварц и полевые шпаты в некоторых из них, смешанные с частицами слабо мета-морфизованных пород и даже с вулканическим обломочным материалом, свидетельствуют о более разнообразных областях питания, чем у аркозов. Происходит ли это потому, что граувакки обычно являются переотложенным осадком, обломочный материал которого приносится крупными реками, имеющими обширные бассейны питания с разнообразной литологией, или протяженными вдольбереговыми морскими течениями? Как предполагает Шики [189], возможно существование по меньшей мере двух типов граувакк, различающихся своими областями питания. Граувакки первого типа богаты полевыми шпатами, и, следовательно, их источники связаны с кристаллическими интрузивными породами, а второго — представлены лититовыми разновидностями, и их источниками являются супракрустальные породы. Кроме того, граувакки, типичные для эвгеосинклиналей, могут получать значительное количество вулканического материала. Эти взгляды совпадают со взглядами Крука [38], который связывает граувакки с низким содержанием кварца с вулканическими областями питания, а богатые кварцем разновидности — с осадочными. Безусловно, граувакки не являются железомagneзиальным аналогом аркозов [212].

КВАРЦЕВЫЕ АРЕНИТЫ (ОРТОКВАРЦИТЫ)

Определения и номенклатура. Почти все пески содержат обломочный кварц; большинство из них богаты кварцем, т. е. количество его превышает 25%, а очень многие состоят почти исключительно из обломочного кварца. Следовательно, термин «кварцевый песчаник» более или менее излишен. Однако он необходим для обозначения тех конечных продуктов эволюции песка, которые характеризуются преобладанием кварца. Для этого класса песков применялся термин *ортокварцит*. Примененный впервые Тиеж [209], этот термин был популяризован Крыниным [121], который применял его к пескам, полностью сложенным кварцевыми зёрнами, сцементированными кремнеземом. Это — осадочные кварциты в отличие от кварцитов метаморфического происхождения (метакварцитов). Термин «кварцит» в традиционном значении применяют к породам, настолько сильно сцементированным, что при их раскалывании трещины пересекают зёрна, а не обходят их. Однако, как указывал Крынин [122], многие из них содержат некоторую примесь карбонатного цемента как дополнительного конечного продукта и, по мере того как количество этого несиликатного материала возрастает, ортокварциты становятся менее вязкими. Хотя термин «ортокварцит» был принят и применялся к этим менее вязким породам и даже к рыхлым или современным кварцевым пескам, он порождает некоторую путаницу из-за давнишнего представления о кварците как о прочной, нерыхлой породе [139]. Поэтому предлагались и другие термины. Наиболее приемлемый из них — *кварцевый аренит* (или *кварцаренит*), предложенный Гилбертом [222] и Мак-Брайдом [143]. Хотя авторы использовали термин «ортокварцит» в течение многих лет, они в настоящее время склонны считать термин «кварцевый аренит» лучшим для обозначения этого класса песчаников. В литературе последних лет проявляется тенденция признать эту точку зрения.

Общее описание. Кварцевые арениты — весьма обычный, может быть, самый известный тип песчаников. Им можно дать простое определение: это — пески, обломочная фракция которых на 95% или более представлена кварцем. Обычно они сцементированы кварцем, отложившимся кристаллографически и оптически единообразно с обломочным кварцем, и во многих случаях сцементированы настолько хорошо, что действительно являются кварцитами.

Кварцевые арениты обычно белые породы, некоторые окрашены в розовые оттенки, а немногие — в более глубокие красные тона. Розовая или красноватая окраска обусловлена пленками или «рубашками» гематита на зернах. Однако содержание окислов железа во всей породе может составлять только процент или доли его. Кварцевые арениты часто слагают относительно маломощные, но обширные по площади песчаные пласты с минимальным количеством пропластков глинистых сланцев. Встречаются и мощные, 1000 м или более толщи, как в некоторых докембрийских формациях. Характерные текстуры в них — знаки ряби и косая слоистость.

Как уже отмечалось, многие из них являются настоящими кварцитами и, будучи прочными и устойчивыми к эрозии, образуют высокие гряды или холмы. Другие, особенно те, которые сцементированы карбонатами, меньше похожи на кварциты и в некоторых случаях, возможно обусловленных выщелачиванием цемента, бывают рыхлыми. Однако во многих рыхлых песках на зернах кварца наблюдается обрастание кремнеземом, ведущее к восстановлению формы кристаллов кварца с блестящими правильными гранями, отражающими свет так, что пески сверкают на солнце.

Это те пески, в которых, как отмечалось выше, кварц составляет 95% или более обломочной фракции. Во многих разновидностях, особенно в тех, которые сцементированы кварцем, валовые химические анализы отражают это преобладание кварца, показывая содержание кремнезема 99% или даже больше (табл. 6-7). Такие отложения являются самыми крупными и самыми чистыми концентрациями кремнезема в земной коре и представляют собой промышленный источник кремнезема для производства стекла и для других нужд.

Кварц этих песков в основном монокристаллический, так как поликристаллические зерна, по-видимому, из-за меньшей прочности обычно уничтожаются [15]. По тем же причинам в этих песках обычно понижено содержание кварца с волнистым угасанием [16]. Кварцевые зерна большинства ортокварцитов превосходно окатаны — некоторые приближаются к совершенно округлой форме. Многие зерна имеют матовую поверхность. Поскольку и сортировка их совершенна, эти пески и по структурам, и по составу являются наиболее зрелыми из всех песков, и некоторые близки к теоретическим конечным членам эволюции песков.

Другие компоненты, если они имеются, обычно представлены многочисленными истертыми зернами кремней или других столь же прочных пород. Будучи незначительными по объему, эти немногие частицы горных пород тем не менее могут быть ключом к познанию области питания и происхождения тех или иных кварцевых аренитов. Фракция тяжелых минералов, как правило, крайне ограничена и состоит только из очень хорошо скатанных турмалина и циркона с некоторым количеством ильменита или лейкоксена.

Валовой химический состав может существенно изменяться за счет цемента. Конечно, в песках, сцементированных кремнеземом, не обнаруживается таких изменений, но в песках с кальцитовым или ангидритовым цементом относительное содержание кремнезема снижается добавлением CaO и CO₂ или 80з.

Таблица 6-7 Химический состав представительных ортокварцитов [1731]

	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>B</i>	<i>Г</i>	<i>Д</i>	<i>E</i>	<i>ж</i>	<i>З</i>	<i>и</i>	<i>к.</i>
SiO ₂	98,87	95,32	97,58	97,36	98,91	83,79	99,54	99,40	97,30	93,13
Al ₂ O ₃	0,41	2,85	0,31	0,73	0,62	0,48	0,35	0,20	1,40	3,86
Fe ₂ O ₃	0,08	0,05	1,20	0,63	0,09	0,063	0,09	0,01	0,30	0,11
FeO	0,11	—	—	0,14	—	—	—	—	—	0,54
MnO	0,04	0,04	0,10	0,011	0,02	0,05	0,06	0,01	0,30	0,25
CaO	—	Следы	0,14	0,041	—	8,81	0,19	<0,01	<0,05	0,19
Na ₂ O	0,081	0,30	0,10	0,08	0,01	—	—	0,08	<0,05	—
K ₂ O	0,15.1	—	0,03	0,19	0,02	—	—	Следы	0,20	—
H ₂ O ⁺	0,17	—	—	0,54	—	—	0,25	0,04	—	—
NaO- J	—	—	—	0,14	—	—	—	0,01	—	—
TiO ₂	—	—	—	0,05	0,05	—	0,03	0,02	0,28	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,02	—	—	—	Нет	—	—
MnO	—	—	—	0,01	—	—	—	Следы	0,003	—
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	<0,01	0,06	—
CO ₂	—	—	—	—	—	6,93 ²	—	—	—	—
П. п. п.	—	1,44	0,03	—	0,27	—	—	0,28	—	1,43
Сумма	99,91	100,00	99,62 [»]	99,94	99,99	100,13 ⁸	100,51	100,05*	99,57	99,51

¹ Включает SO₂ 0,13. ² По расчету. • Включает органическое вещество — 0,006. ⁴ Включает CaO» 0,00008, BaO и SrO отсутствуют; N₂O менее 0,001; C₂H₆ менее 0,00027; CoO менее 0,0002.

A — кварциты Меснард (докембрий), округ Маркетт, Мичиган, США, аналитик Холл [130].

B — кварциты Лоррен (докембрий), район Пламмер, Онтарио, Канада, аналитик Коннор [33].

B — кварциты Сиу (докембрий), Сиу-Фолс, Южная Дакота, США [ISO].

Г — песчаники Лаухавури (кембрий?), Тиулихарью, Финляндия, аналитик Оянперя [194]. Кварц —70—75; полевые шпаты—0,1—1,4; обломки пород—0,1—6,6; силикатный цемент—18—20. *Д* — песчаники Сеит-Питер (ордовик), Меидота, Миннесота. США, аналитик Уильям [207]. *E* — пески Симпсон (ордовик), Кул-Крик, Оклахома, США [26] *X* — кварциты Тускарора (силур), Хайндмен, Пенсильвания, США [61]. *З* — песчаники Орискани (девон), карьер Беркли-Спрингс, Беркли-Спрингс, Западная Виргиния,

США, аналитики компаний Пенсильвания Гласс-Сэнд и Шарп-Шуртц. *И* — Формация Мансфилд (нижнепенсильванская), округ Крофорд, Индиана, США, аналитики

Коллер, Лейнингер, Блейкли. Расчетный минеральный состав: кварц—95,3; ортоклаз—1,2; каолин—3,0; ильменит—0,3 [153]. *К* — песчаники Берна (миссисипские), Берна, Огайо, США, аналитик Лорд. Протокварцит [41].

Кремнезем является наиболее распространенным цементирующим материалом, и даже в тех песках, где преобладает другой цемент, присутствует некоторое количество кремнеземного цемента. Кремнезем почти всегда представлен кварцем, отложенным в оптическом и кристаллографическом согласии с скатанным обломочным кварцем. В песках, не полностью сцементированных, обрастания образуют правильно оформленные грани кристаллов, благодаря которым в прозрачных шлифах появляются прямолинейные границы. В более рыхлых песках на регенерированных идиоморфных кристаллах кварца видны хорошо оформленные пирамидальные верхушки кристаллов. Беглое изучение показывает, что оси кристаллов имеют тенденцию приблизительно совпадать с длинными осями обломочных ядер. По мере того как идет цементация, каемки обрастания смыкаются друг с другом по извилистым границам, так что конечным результатом этого процесса является взаимопрорастающая мозаика кварца, в элементах которой можно увидеть округлые очертания обломочных зерен, очерченные тонким кольцом пылевидных включений. В некоторых кварцевых аренидах эта линия разграничения почти не видна или полностью отсутствует.

Явления растворения под давлением хорошо известны. Во многих

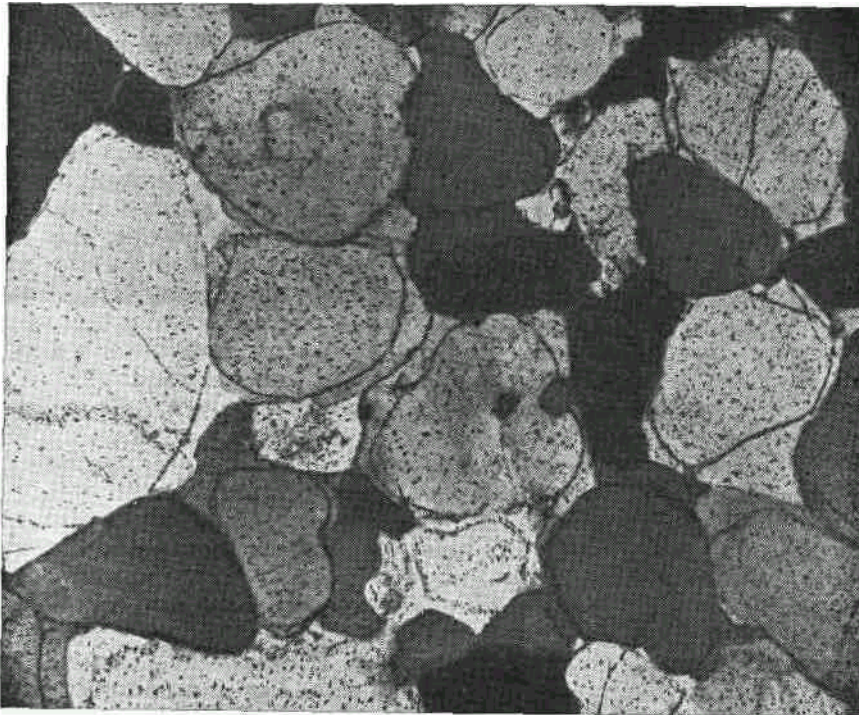
юртокварцитах они особенно примечательны и четко выражены. В некоторых случаях присутствуют четкие и хорошо развитые стилолитовые швы [92]. Микростилолиты, захватывающие обломочные зерна кремней, известны в других случаях. Можно предполагать, что растворение под давлением вдоль границ зерен ведет к превращению кварцевого песка в кварцит. Это превращение в результате растворения под давлением на контактах между зернами было детально описано Сколником [196]. Во многих случаях бывает трудно понять, являются ли извилистые шовные границы в кварцевой мозаике результатом растворения под давлением, или они результат взаимопрорастания вторичных каемок вокруг зерен. Изучение методом люминесцентной микроскопии [195] показывает, что многие случаи предполагаемого растворения под давлением в действительности являются не чем иным, как конечным продуктом роста кварцевых зерен. Катодная люминесценция позволяет ясно увидеть, что обломочные зерна имеют ненарушенные очертания и окружены вторичным кварцем.

Лишь немногие кварцевые арены цементированы другими формами кремнезема — опалом или халцедоном, — а иногда и тем, и другим. Опал может образовывать конкреционные «рубашки» на зернах, частично или нацело заполняя поры. Отсутствие опаловых «рубашек» в местах соприкосновения смежных кварцевых зерен показывает, что опал, вероятнее всего, постседиментационное образование, так же как и халцедон, который отличается от опала двупреломлением и иногда микроволокнистой веероподобной структурой. В общем, опаловые цементы характерны только для молодых песчаников. Как и в кремнях, в более древних породах цемент халцедоновый или кварцевый, предположительно образовавшийся в результате девитрификации опала.

Карбонаты, чаще всего кальцит, являются обычным цементом в других кварцевых песках. Они образуют разные типы цемента. В большинстве случаев каждая отдельная пора заполнена одним кристаллом кальцита; во многих породах кальцит кристаллизуется в крупных «пой-килитовых» участках, которые включают многочисленные песчаные зерна. Это так называемые глянцево-крапчатые песчаники [28]. Примечательной чертой таких песчаников является отражение от плоскостей кливажа в этом крупнокристаллическом кальцитовом цементе. Кроме того, кальцит образует друзовые «рубашки» на отдельных кварцевых зернах. Хотя кальцит является обычным карбонатным цементом, изредка пески содержат другие виды карбонатов. В некоторых песках присутствует сидерит, из которого при окислении образуются окислы железа, могущие также стать цементом. Нам кажется, однако, что кварцевые арены с сидеритовым цементом редки; сидерит чаще встречается как цемент лититовых песчаников.

Пески, цементированные доломитом, довольно обычны, но распространены не так широко, как пески с кальцитовым цементом [201]. Доломит встречается в виде небольших ромбических кристаллов, в некоторых случаях примерно того же размера, что и зерна песка.

Другие цементы встречаются значительно реже. Описаны пески, цементированные ангидритом, баритом и целестином. Баритовый цемент развивается в виде небольших конкрециеподобных тел, состоящих из таблитчатых кристаллов барита, образующих розетки [187, 206]. Це-лестиновая цементация — также очень локальное и ограниченное явление [201]. Кварцевые зерна, включенные в баритовый или целестиновый цемент, значительно меньше корродированы цементом, чем зерна, в карбонатном цементе. В отличие от барита и целестина ангидрит более обычен в качестве цемента. Он, как правило, сопровождается другими цементирующими минералами и осаждается обычно последним [214].



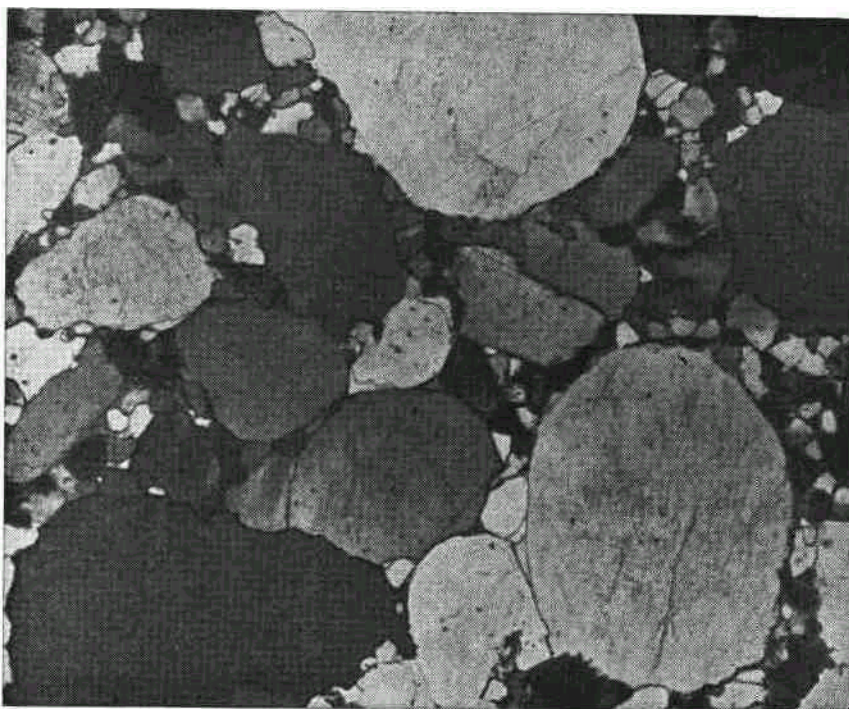
Фиг. 6-22. Типичный ортокварцит, кварциты Сну (докембрий). Делл-Рэпидс, Южная Дакота, США. Настоящая кварцитовая порода, образовавшаяся в результате цементации кварцевого арениста. Обратите внимание на хорошо сохранившиеся границы превосходно окатанного обломочного кварца, отделяющие обломочное ядро от каемки вторичного обрастания. Практически 100% кварца. Никколи скрещены, $\times 55$.

Разновидности. Так как кварцевые аренисты на 95% или более состоят из кварца, различия между ними невелики, за исключением различий в цементе. Наиболее заметен контраст между аренистами, сцементированными кварцем и карбонатами.

Очень важно, когда это возможно, отличать кварцевые аренисты, образованные непосредственно из плутонических материнских пород, от аренистов, возникших в результате размыва ранее существовавших песчаников. Установить такое различие очень трудно. Пески первого цикла должны быть менее скатанными, содержать большее количество поликристаллического и волнисто угасающего кварца, чаще содержать небольшое количество полевых шпатов и большее разнообразие тяжелых минералов или по крайней мере содержать мало скатанные зерна циркона и турмалина. С другой стороны, пески, прошедшие через много циклов, могут содержать зерна более древних кварцитов и обломочные кремни, особенно в составе более крупных фракций. Стертые каемки обрастания могли бы быть доказательством прохождения через второй цикл. К сожалению, такие особенности встречаются редко.

Многоцикловые кварцевые аренисты обычно ассоциируют с переходными типами — с субаркозами и особенно с протокварцитами (субли аренистами). Предполагается, что они представляют собой лучше «очищенные» пески. Нередко пески в осадочных толщах обнаруживают по степенному уменьшению содержания полевых шпатов или частиц пород по мере увеличения возраста «Эволюционная» последовательность, заканчивающаяся ортокварцитами, свидетельствует о том, что последние действительно являются многоцикловыми песками.

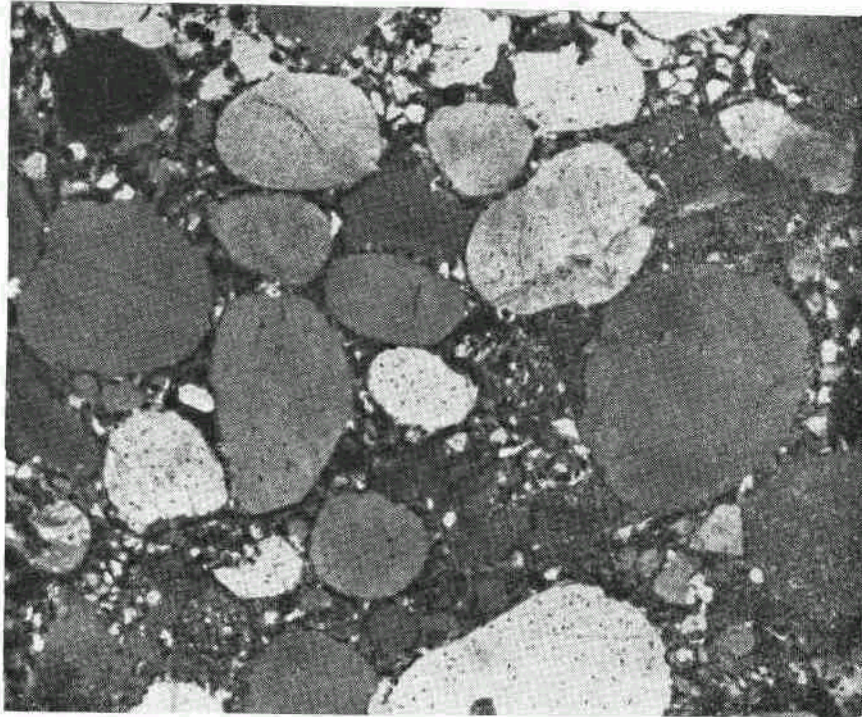
"эл



Фиг. 6-23. Ортокварцит, кварциты Лоррен (гурон, докембрий).
Близ рудников Брус, Онтарио, Канада. Содержит около 97% кварца; хорошо сфертированные и хорошо окатанные зерна. Первичные границы зерен хорошо видны. Никколи скрещены, $\times 55$.

Своеобразной чертой некоторых кварцевых аренитов является их бимодальная структура. Особое внимание на эту особенность обратил Фолк [66], который связывал ее с воздействием ветра в пустынных районах. Предполагается, что она образована селективным выносом фракции тонкого песка (0,1—0,3 мм), более крупные и более мелкие-частицы оставались на месте. Фолк описал современные бимодальные пески пустыни Симпсон в Австралии. Такая же бимодальная структура обычна для многих кембрий-ордовикских и некоторых докембрийских песков. Эти образования могут быть морскими, флювиальными или' эоловыми, но окончательное их гранулометрическое распределение формировалось в условиях эоловой дефляции. Фолк [66] обобщил 21 пример бимодальных песков Северной Америки. Хорошим примером докембрийских образований такого рода является формация Оджик из' геосинклинали залива Коронейшен.

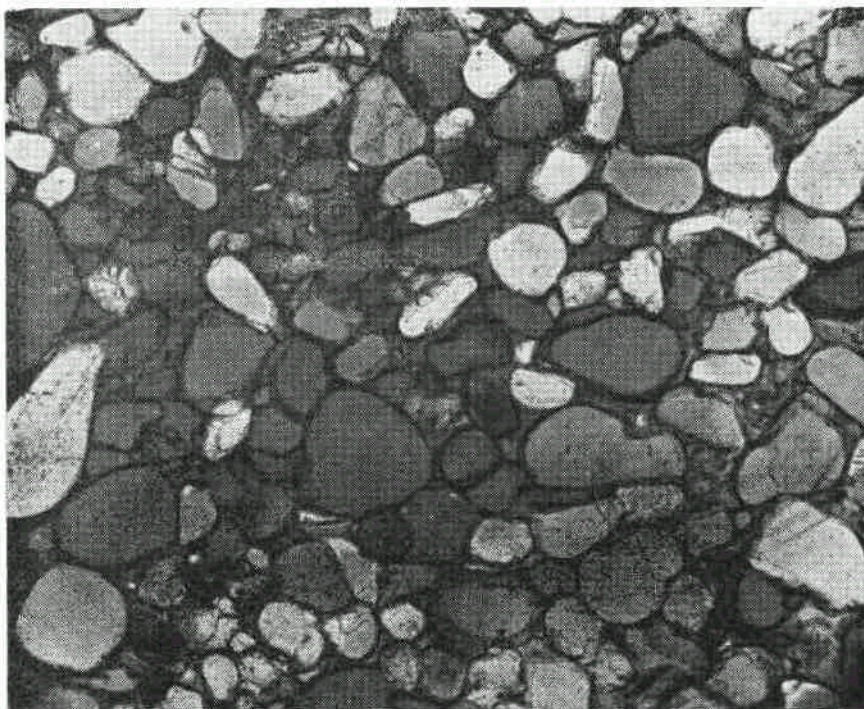
Распространение и примеры. Кварцевые арениты распространены по' всему миру. К известным примерам в Северной Америке относятся мощные, широко распространенные докембрийские кварциты: кварциты' Сиу (фиг. 6-22) в Миннесоте, Айове и Южной Дакоте [180], кварциты Барабу и Ватерлоо в Висконсине [21], кварциты Стерджен из северного Мичигана и сопоставимые с ними кварциты Меснард из района Мар-кетт близ озера Верхнего, кварциты Палмс из района Гогибик и из верхних горизонтов формации Лоррен (фиг. 6-23) на побережье озера Гурон и формация Оджик (фиг. 6-24) на Северо-Западных территориях. Формация Уишарт из Лабрадорского трога содержит превосходные кварцевые арениты [48]. Песчаники Хинкли из Миннесоты и пес-



Фиг. 6-24. Кварцевый аренит, формация Оджик, группа Эпуэрт, нижний протерозой. Залив Коронейшен, Северо-Западные территории, Канада. Кварцевый аренит с бимодальным гранулометрическим распределением, предположительно указывающим на золотое происхождение. Обратите внимание на чрезвычайно хорошую окатанность крупных зерен кварца, промежутки между которыми содержат менее крупные (и хуже окатанные) зерна. Крупные микрокристаллические зерна — кремнь. Никели скрещены, $\times 20$.

чаники Сибли из района Тандер-Бей на берегу озера Верхнего [208] относятся к ортокварцитам группы Кивино. Формация Атабаска из северного Саскачевана довольно типична для многих докембрийских кварцевых аренитов [59]. Она, по-видимому, занимала очень большую площадь, и даже в настоящее время площадь ее распространения составляет 104 тыс. км². Эта формация включает в себе некоторое КОЛИЧЕСТВО КВАРЦЕВОЙ ГАЛЬКИ И ГРАВИЯ, обнаруживает следы единого направления переноса материала, почти полностью лишена глинистых сланцев, максимальная мощность ее составляет около 1510 м. Формация Телон, Северо-Западные территории Канады, состоит в основном из песчаников и по характеру протяженности, а может быть, и по возрасту подобна формации Атабаска [49]. Докембрийская группа Юинта-Маунтин из Юты содержит кварцевые арениты, которые Крынин отнес к образованиям первого цикла [119].

Песчаники кембрия — ордовика в верховьях долины Миссисипи в основном представлены кварцевыми аренитами. Они включают в себя кембрийские песчаники Дресбах, Франкония и Джордан [81] и ордо-викские песчаники Нью-Ричмонд и Сент-Питер (фиг. 6-25). Кварцевые арениты аналогичного возраста и сходного характера встречаются в Миссури, это кембрийские песчаники Ламотт [157] и песчаники ордо-викской формации Рубиду; в Оклахоме — пески группы Симпсон (ордовик), включающие в себя, например, песчаники формации Тулип-Крик из района Арбакл и песчаники Блейкли и Кристал-Маунтин в горах Уошиито. В районе Нью-Йорка кембрийские песчаники Потсдам

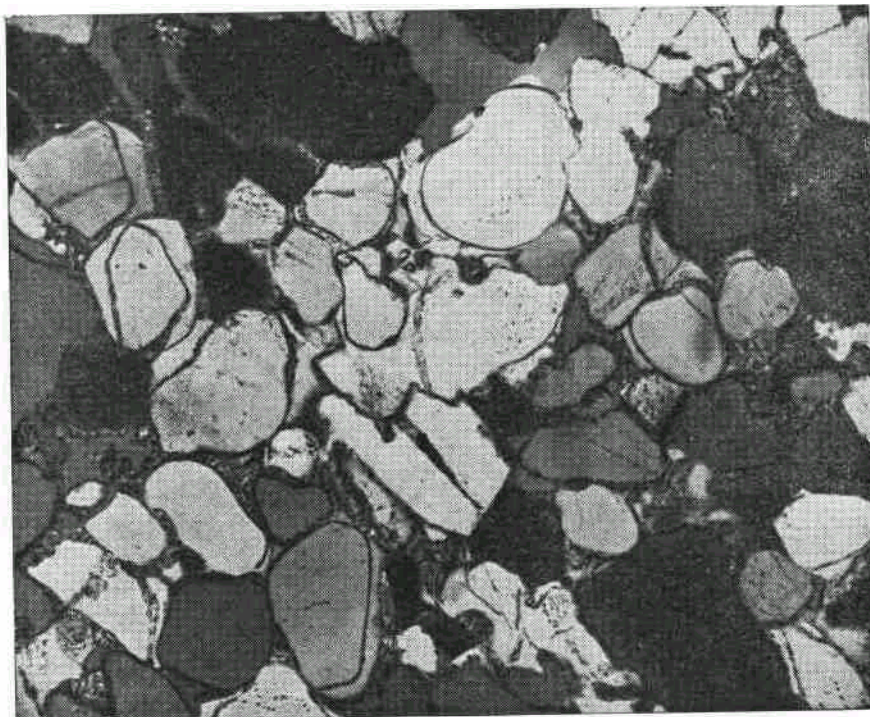


Фиг. 6-25. Песчаник Сент-Питер (ордовик).

Кирпичный завод Тунн-Сити, Сент-Пол, Миннесота, США. Знаменитый кварцевый аренит, полностью состоящий из очень хорошо сортированных и прекрасно окатанных зерен монокристаллического кварца. В большинстве случаев рыхлый песок с небольшим количеством цемента или без него. Образец пролитан смолой, николи скрещены, $\times 55$.

большой частью являются кварцевыми аренитами, так же как и песчаники кембрийской формации Гейтсберг, кварциты Чиккиз из Пенсильвании и песчаники Антайтам из Мэриленда и Западной Виргинии [183]. На западе Соединенных Штатов для кембрия характерны кварцевые арениты, включающие в себя кварциты Флатхед из Вайоминга и ниж-некембрийские кварциты Британской Колумбии. Ордовикские кварциты Юрика из Невады и их аналоги, кварциты Суон-Пик из Айдахо являются отложениями высокой чистоты, состоящими более чем на 99% из превосходно скатанных матовых зерен кварца [109]. Пенсильванские песчаники Тен-Слип из Вайоминга и их фаціальные аналоги из формации Каспер и кварцитов Уйбер в Юте являются хорошими кварцевыми аренитами, причем последние, по мнению Крынина [119], представлены образованиями второго цикла. Так же интерпретируются конгломераты Шавангунк и кварциты Тускарора (силур) из Пенсильвании и Нью-Джерси. Девонские песчаники Орискани из Западной Виргинии (фиг. 6-27), местами представляющие собой стекольные пески, являются хорошим примером морских кварцевых аренитов. Песчаники Дакота (мел) Великих равнин во многих местах представлены кварцевыми аренитами (фиг. 6-28). Некоторые миоценовые пески из Нью-Джерси являются очень чистыми кварцевыми песками, содержащими 97—99% кварца. Местами они настолько хорошо сцементированы опалом, халцедоном или кварцем, что могут называться кварцитами (фиг. 6-29) [68].

В Европе известно множество кембрийских кварцевых аренитов. Среди них можно назвать песчаники Хардеберга в Швеции [88], пес-



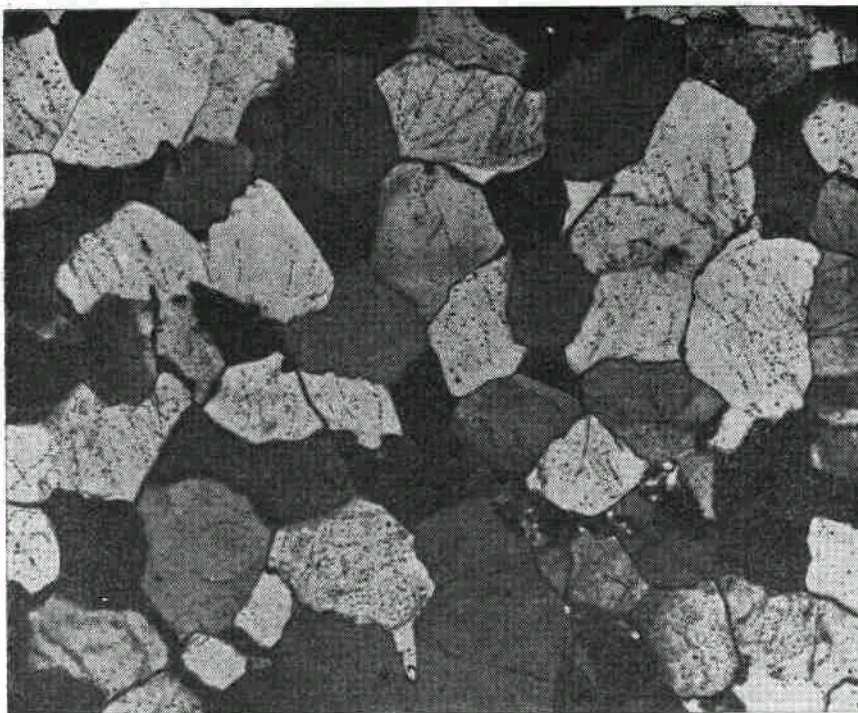
Фиг. 6.26. Красный песчаник (ордовик).

Потсдам, штат Нью-Йорк, США. Необычайно хороший пример вторичного обрастания зерен хорошо окатанного кварца. Границы между обломочным ядром и выростами очень четкие благодаря «рубашкам» из окислов железа на первичных обломочных зернах. Никели скрещены, $\times 55$.

чаники *m* Ла^hав^hри Финляндия [194] и кембрийские кварциты Малверн в Англии Мел, невидимому также бьп временем развития кварцевых аренигов Нижнесенонский песчаник Квадер из 1 арца в I д^h является прекрасным примером [1781, так же как и песчаник Ашдалн (нижний Уитден) из Сассекса [3] Среди других европейских кварцевых аренигов можно назвать пески из лейаса близ Селле и из доггера бчиз Бралншвейга [69] и третичные песчаники Фонтенбло во Франции [281 Н^hбийские песчаники Египта по крайней мере частично, являются хорошими кварцевыми аренигами, так же как и докембрийские пес чаники Скарн из системы Виндхья развитые вдоль реки Сон в Индии

Распределение в пространстве и времени. Так как кварцевые арени-ты по определению являются существенно кварцевыми песками, содержащими менее 5% др^hгих компонентов они являются необычными песками Они необычны в том смысле, что пески такого характера в настоящее время, по видимом^h ье формируются Современные пески этого типа есчи и встречаются, то только в виде небольших скопления, произошедших из древних кварцевых аренигов или образованных в рез^hь тате их переотложения Так, по видимому, обстоит дело с чистыми квар цевыми песками Ливийской п^hс-ьпи в Египте, которые содержат 95/о или больше кварца [151] переотложенного по видимом^h, из разр^h шающихся щбийских гесчаников С дрлгой стороны, в прошлом орто кварцитовые пески были и обычны и широко распространены

Хотя по имеющимся оценкам кварцевые аренигы составляют око по одной трети всех песчаников [173], они неравномерно распространены на площади земного шара, распространенность их менялась в течение

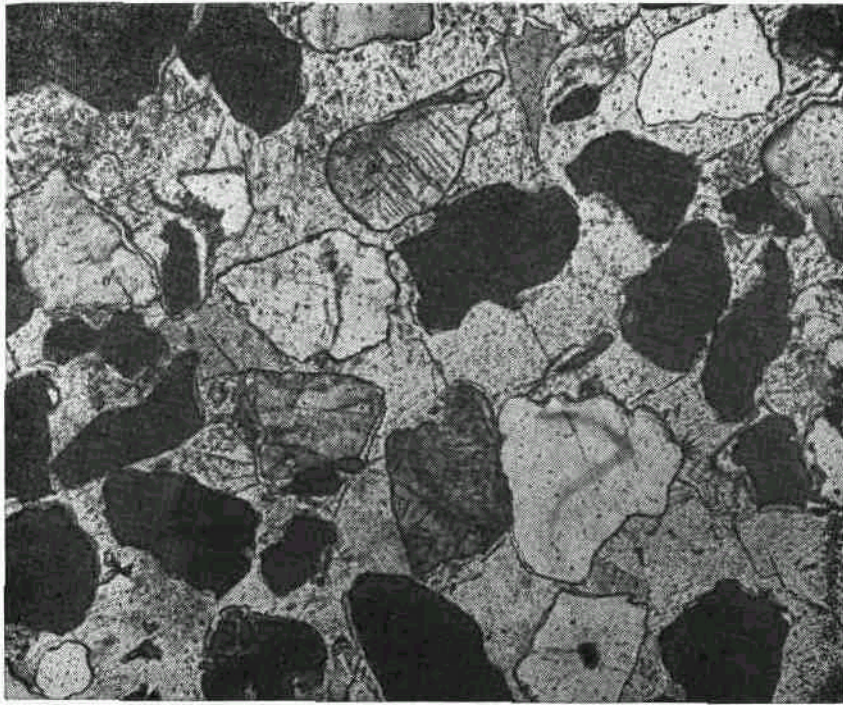


Фиг. 6-27. Песчаник Орискани (девон).

Близ Беркли-Спринге, Западная Виргиния, США. Стекольный песок, состоящий исключительно из кварца. Отлично сортированный; с хорошей морской фауной. Очертания перличных зерен очень нечеткие. Никели срежены, $\times 55$.

геологического времени. Вероятно не случайно что из сорока чечырех примеров, приведенных выше все, кроме пяти, относятся к докембриу или палеозою и около одной трети — к кембриу. По видимому, имеется лишь несколько примеров мезозойских и кайнозойских кварцевых арениитов, хотя нубийские песчаники приближаются к настоящим кварцевым арениитам так же как и меловые песчаники, например песчаники Дакота в Канзасе [201] пески Вудбайн в Техасе и песчаники Ква-дер из Гарца. Похоже что древние песчаники формировались за счет размыва кратонов тогда как более молодые — за счет размыва орогенных поясов или орогенной суши и поэтому являются менее зрелыми. Предполагалось даже, что широкое развитие позднедокембрийских и кембрийских кварцевых арениитов связано с более интенсивной приливо-отливной деятельностью, что обусловлено меньшим, чем теперь, расстоянием между Землей и Луной [148].

Хотя кварцевые аренииты являются, по видимому, характерными песчаниками стабильных кратонных областей (платформ), а в геосинклинальных или орогенных поясах играют лишь незначительную роль, имеются весьма примечательные исключения. Кварцевые пески, возникающие при размыве кратонов, простираются в миогеосинклинальные пояса, достигая наибольшего развития вдоль границ этих прогибов <: кратонами. Так, например, Кетнер [110] описал очень чистый ордовикский кварцит мощностью более 300 м в Кордильерской миогеосин-клинали Он, видимо, возник в результате размыва кембрийских песчаников в северной Альберте и переноса материала более чем на 1600 км.

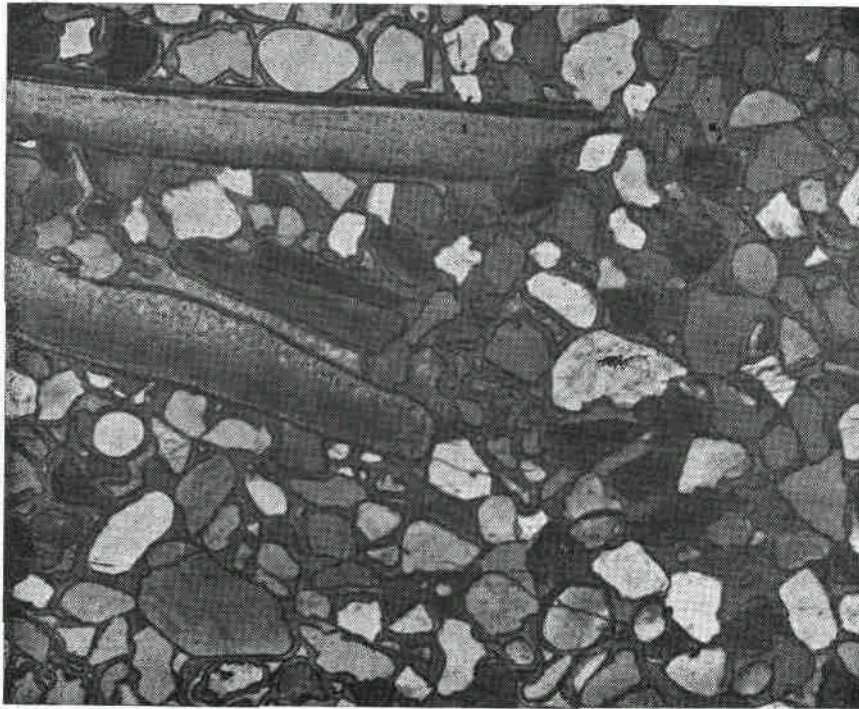


Фиг. 6-28. Песчаник Дакота (мел). Канзас, США. Превосходный пример кварцевого песка, сцементированного кальцитом. Коррозия и втеки на кварцевых зернах указывают на растворение и замещение. Карбонатный цемент имеет одинаковую кристаллографическую (и оптическую) ориентировку по всему полю зрения. Николы скрещены. X55.

к югу вдоль оси геосинклинали Эвгеосинклинали в общем лишены настоящих кварцевых аренитов — типичными аренитами этих областей являются граувакки. Однако в редких случаях чистые кварцевые арениты были описаны и в эвгеосинклиналиях. Силурийский кварцит Клу [14], являющийся метаморфическим кварцитом, несомненно, образован за счет кварцевого арениита с морской ископаемой фауной, залегает в середине эвгеосинклиналичного разреза в Новой Англии. Кетнер [109] описал ордовикские кварциты высокой чистоты (формация Вальми) из эвгеосинклиналичной области Невады. Эти кварциты ассоциируются с кремнистыми сланцами и зеленокаменными вулканитами.

Значение и происхождение кварцевых аренитов. Какое геологическое значение имеют эти пески? Наиболее существенными чертами их, нуждающимися в объяснении, являются: 1) сверхзрелая петрография, 2) пластовая геометрия, 3) кратонное происхождение и 4) распределение преимущественно на кратонах или их окраинах, а не в геосинклиналиях.

Кварцевые арениты обнаруживают лучшую сортированность, лучшую окатанность, самую высокую концентрацию кварца и наиболее ограниченный набор тяжелых минералов по сравнению со всеми другими песками. На основании этих особенностей большинство исследователей приходит к выводу, что такие пески не могли возникнуть непосредственно за счет размыва выветрелых гранитов и что источником их были ранее существовавшие песчаники. Короче говоря, они являются многоцикловыми. Данные экспериментальных работ, особенно работ Кюнэна [125], и полевых наблюдений на некоторых современных круп-



Фиг. 6-29. Кварцевый аренит, формация Керквуд (миоцен).

Гринвич, Нью-Джерси, США. Сцементирован халцедоном и содержит кремнеземные обломки раковин. Наблюдаются халцедоновые «рубашки» (в одном случае опаловая) на кварцевых зернах. Остающиеся пустоты заполнены волокнистым халцедоном. Первичный кварц хорошо сортирован

ных водотоках [181] заставляют считать невероятным, чтобы кварцевые аренитовые пески того типа, который встречается в геологических разрезах, могли образоваться в результате переноса реками, каким бы дальним он ни был.

Согласно Кюнелю [126], песок может эффективно окатываться только в условиях пустынных дюн. Это заключение позволяет предполагать, что большинство песков из класса кварцевых аренитов прошло эоловую обработку в какую-то стадию своей истории — не обязательно последнюю, представленную современной аккумуляцией. Матовая поверхность зерен, наблюдаемая во многих из этих песков, рассматривается как подтверждение эолового воздействия, так же как и их бимодальная структура, описанная Фолком [66]. Отсутствие глинистых сланцев также рассматривают как следствие эолового этапа в истории этих песков. Воздействие ветра эффективно удаляет или отвеивает частицы глинистой размерности из кварцевых песков. Этот процесс дефляции, кроме того, почти всегда является роковым для слюд [120].

Кюнелю исключает из рассмотрения также и пляжевые процессы как слишком ограниченные, чтобы быть количественно значимыми, даже если бы можно было доказать, что эти процессы способны окатывать и концентрировать кварц до требуемой степени. Нельзя, однако, полностью игнорировать возможность того, что интенсивное выветривание и вслед за ним воздействие прибоя могут приводить к образованию кварцевого аренита. Большинство современных пляжевых песков не является кварцевыми аренитами, хотя имеются районы, например такие, как побережье Мексиканского залива в северо-западной Флориде,

где эти пески представлены почти чистым кварцем и содержат 99,65% кремнезема [23]. Эти пески, однако, могли образоваться в результате размыва меловых или третичных осадков прибрежной равнины. С другой стороны, имеются и некоторые доказательства прогрессивного «очищения» песков пляжевыми процессами. Известно немало осадочных разрезов, в которых лититовые арениты или аркозы сменяются сверху кварцевыми аренитами. В районе рудников Брус, Онтарио, нижняя пачка кварцитов Лоррен (докембрий) мощностью 2100 м, представлена аркозами, содержащими 25—30% полевых шпатов. Количество последних убывает сверху, так что верхи формации представлены чистыми ортокварцитами с содержанием полевых шпатов менее 1%. В кварцитах Тускарора (силур), Западная Виргиния, нижние слои содержат 50—70% кварца, а верхние — более 95% [64]. Это увеличение содержания кварца вверх по разрезу компенсируется уменьшением количества частиц горных пород (15—35%) и кремней (от 3—6%) до 5% и менее. Точно так же самые нижние из пенсильванских песчаников в Антрацитовом бассейне Пенсильвании содержат 15—20% частиц горных пород, а самые верхние — менее 3% [147]. Вряд ли во всех приведенных примерах области питания нижних и верхних слоев существенно отличались друг от друга. Если изменение характера песков вверх по разрезу не обусловлено изменением характера поступающего материала, значит, оно может быть результатом определенных процессов уже в области осадконакопления. Фолк интерпретировал это изменение следствием перехода от существенно флювиальной обстановки к обстановке пляжа и считал, что обогащение верхних песков кварцем обусловлено деятельностью прибоа.

Некоторые из кварцевых аренитов, несомненно, являются морскими, о чем свидетельствует содержащаяся в них морская фауна [186]. Для других морское происхождение предполагается даже при отсутствии ископаемых, потому что они переслаиваются с морскими известняками и доломитами или фашиально замещаются ими. Так как современные мелководные пески ограничены главным образом узкой литоральной зоной, предполагается, что эти пласты ортокварцитовых песков отображают трансгрессивное наступание береговой линии. Например, Тиль [207] считал, что ордовикские песчаники Сент-Питер в верховьях долины Миссисипи представляют собой результат морского осадконакопления, происходившего в условиях неоднократного отступления и наступания моря, и ветровой обработки, обусловившей окатанность и матовую поверхность зерен. Размеры и характер косой слоистости и знаков ряби, а в некоторых случаях ассоциация с известняками и доломитами, по-видимому, указывают на морское происхождение многих до-кембрийских кварцевых аренитов или по крайней мере на отложение их в стоячей воде.

Проблема, возникающая при изучении этих и других кварцевых аренитов, заключается в малочисленности ассоциирующих с ними глинистых сланцев. В отличие от лититовых и аркозовых песчаников и граувакк кварцевые арениты почти никогда не переслаиваются с глинистыми сланцами, а в строении мощных толщ глинистых сланцев никогда не принимают участие кварцевые арениты. Хотя отсутствие глин можно объяснить эоловой обработкой, более вероятной причиной нам представляется то, что большинство кварцевых аренитов прошлого накапливалось в мелководных морских шельфах, где, судя по современным обстановкам, значительная часть глины находится во взвешенном состоянии и выносится за пределы шельфов (см. гл. 11).

Таким образом, условия, необходимые для формирования кварцевых аренитов, включают в себя чрезвычайно интенсивное выветривание,

уничтожающее полевые шпаты в сочетании с наиболее эффективным удалением глины и окатыванием кварцевых зерен. Достигалось последнее действием пустынной золовой обработки или деятельностью прибоа, остается неясным.

Хорошо известные примеры кварцевых аренитов, в особенности по Северной Америке, свидетельствуют о том, что они отлагались, по-видимому, в пределах стабильных кратонных участков континентов, а те маломощные кварцевые арениты, которые встречаются в окраинных геосинклиналях, представляют собой продукты размыва кратонов (платформ) или щитов. Лучшими примерами осадконакопления на кра-тоне являются кембро-ордовикские пески внутренних частей Северо-Американского континента. Их источники питания также располагались на кратоне [175J. Такие пески, как кембрийские кварциты Чиккиз и песчаники Антайтам, залегающие не на кратоне, а в окраинной геосинклинали, образовались, вероятно, за счет материала щита. Знаменитые докембрийские ортокварциты района озера Верхнего, вероятно, также возникли в результате размыва внутренних частей Канадского щита [170J. Все палеозойские и некоторые докембрийские кварцевые арениты, по-видимому, отложились в результате морской трансгрессии на эту стабильную внутреннюю платформу.

ГИБРИДНЫЕ ПЕСКИ И ПЕСЧАНИКИ

Введение. Пески, которые мы до сих пор рассматривали, называют *эпикластическими*. В этих песках структурообразующие зерна (обычно кварц, полевые шпаты и обломки горных пород) представлены обломочным материалом разрушающейся суши, т. е. образуются за счет ранее существовавших пород или осадков. Теперь мы вкратце рассмотрим такие пески, значительная часть структурообразующих зерен которых имеет другое происхождение — формируется *внутри* бассейна осадконакопления путем химического или биохимического осаждения или образуется вне его в результате вулканической деятельности. Эти пески, таким образом, не являются ни эпикластическими, ни пирокластическими, ни эндогенетическими, а представляют собой смесь некоторых из них и, следовательно, являются *гибридными* песками.

Примеры песков, содержащих и внутри-, и внебассейновые структуроопределяющие элементы, включают в себя зеленоцветные пески, существенным компонентом которых является глауконит, фосфатные пески, в которых фосфатные минералы играют роль структуроопределяющих зерен (а не цемента), и, наконец, наиболее распространенные из всех — пески, состоящие из смеси обломочного кварца и раковин или других известковых обломков, возникающих внутри бассейна осадконакопления.

Глауконитовые пески. Глауконит встречается в виде зерен, которые могут смешиваться с обычным песком в любых пропорциях. Некоторые глауконитовые пески содержат более 50% глауконита, он может концентрироваться в отдельных слоях или быть рассеянным по всей толще песка и, присутствуя в достаточном количестве, придает породе пеструю окраску.

Под бинокулярным микроскопом зерна глауконита кажутся очень темными, почти черными, они имеют гладкую скатанную поверхность, иногда с округлыми выступами, и различную форму, большей частью яйцевидную. В прозрачных шлифах цвет глауконита варьирует от бледного синевато-зеленого до зеленовато-желтого и темного травянисто-зеленого. В результате окисления он приобретает коричневатожелтый или красновато-коричневый цвет. Зерна скатаны, имеют примерно те

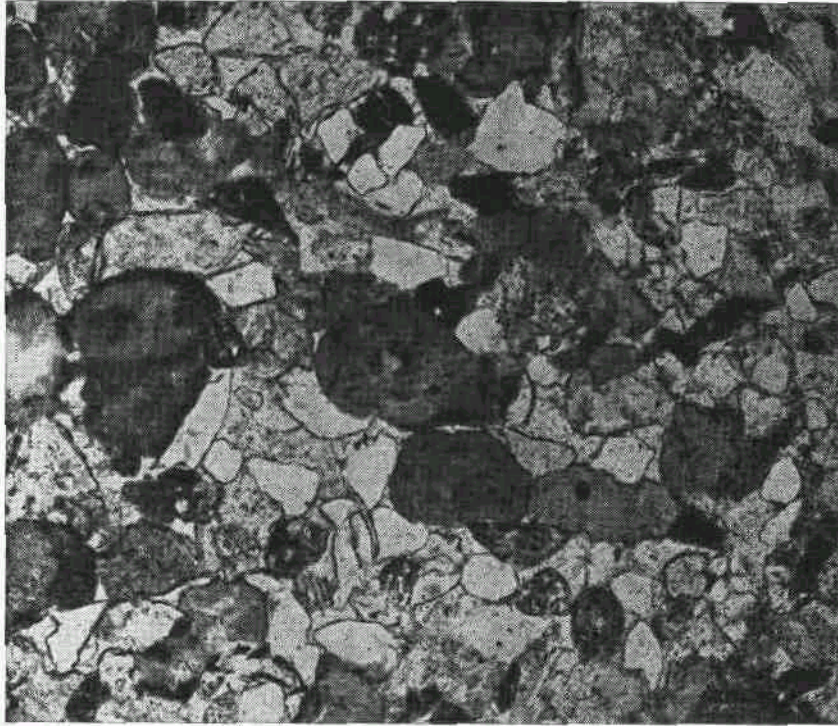
Таблица 6-8' Химический состав различных песчаников [1731]

	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>B</i>	<i>z</i>	<i>Д</i>	<i>E</i>
SiO ₂	57,40	50,74	75,95	45,43	48,85	51,32
Al ₂ O ₃	6,89	1,93	2,91	0,03	11,82	2,92
FeA	11,98	17,36	10,29	2,92	1,83	0,72
FeO	3,04	3,34	—	—	1,22	—
MgO	2,41	3,76	1,37	0,61	0,45	0,58
CaO	1,78	2,86	0,10	26,21	12,85	24,70
Na ₂ O	1,11	1,53	0,35	0,34	0,47	—
K ₂ O	4,85	6,68	2,99	0,16	0,64	—
NaO+	5,36	9,08	5,40	2,78	2,75	—
NaCl	4,46	—	—	—	—	—
TiO ₂	0,29	—	0,20	0,11	Следы	0,30
PA	0,22	1,79	—	16,05	10,70	—
CO ₂	—	0,88	—	3,12	3,40	20,00*
MnO	0,03	—	—	0,02	—	—
SO ₃	0,45	—	—	0,86	—	Следы
F	—	—	—	1,87	2,86	—
Сумма	100,291	99,95	99,56	101,25 ²	97,84	100,54
				-0,79	-1,20	
в-а г				100,46 ³	96,64	

¹ Включает BaO 0,02 ² Включает C 0,45 и FeS₂ 0,29. ³ В подлиннике — 99,01. < По расчету
A — глауконитовый песок (средний эоцен), полуостров Пахи, Новая Зеландия [69].
B — глауконитовый песчаный мергель (верхний мел), Нью-Джерси, США, аналитик Бейли [137].
B — глауконитовый песок, цемент опаловый (танетский ярус), Ангр, Бельгия [28].
Г — фосфатный песчаник, верхний фосфоритовый пласт (сеноман), Курск, Шигры, СССР [25] i
Около 38% кварца, 45% фосфорита, 5% глауконита. *Д* — фосфатный песчаник, Сент-По, Буланж;
Франция [28]. *£* — известковистый песчаник, формация Лойалханна (миссисипская), Пенсильвания,
США [96].

же размеры, что и зерна кварца, извилистые очертания, обычно лишены текстуры, иногда в них обнаруживаются трещины усыхания, выклинивающиеся внутрь. Некоторые зерна деформированы и образуют наросты на кварцевых зернах или вдавлены в поры. При скрещенных ни-колях видно, что глауконит образует микрокристаллические агрегаты. Двупреломление высокое, так что при скрещенных николях зерна имеют почти тот же вид, что и в обычном свете. В стандартных шлифах их цвет варьирует от бледно-зеленого до яркого травянисто-зеленого. Окисленные зерна желтоватые или коричневые.

Глауконит не приурочивается к каким-либо определенным типам песков. Он встречается в некоторых почти чистых кварцевых аренитах, равно как и в менее зрелых полевошпатовых и слюдяных песках. Как правило, он ассоциируется с ракушечным материалом, причем глауконитовый песок заполняет раковины, а в более молодых песках раковины фораминифер могут быть заполнены одним лишь чистым глауконитом. Часто ракушечный материал кембрийских песчаников имеет фосфатный состав. Подавляющее большинство глауконитовых песчаников— морского происхождения. В некоторых песках глауконит ассоциируется с фекальными комочками (многие из них частично превращены в глауконит) или с чешуйками биотита, которые также обнару-



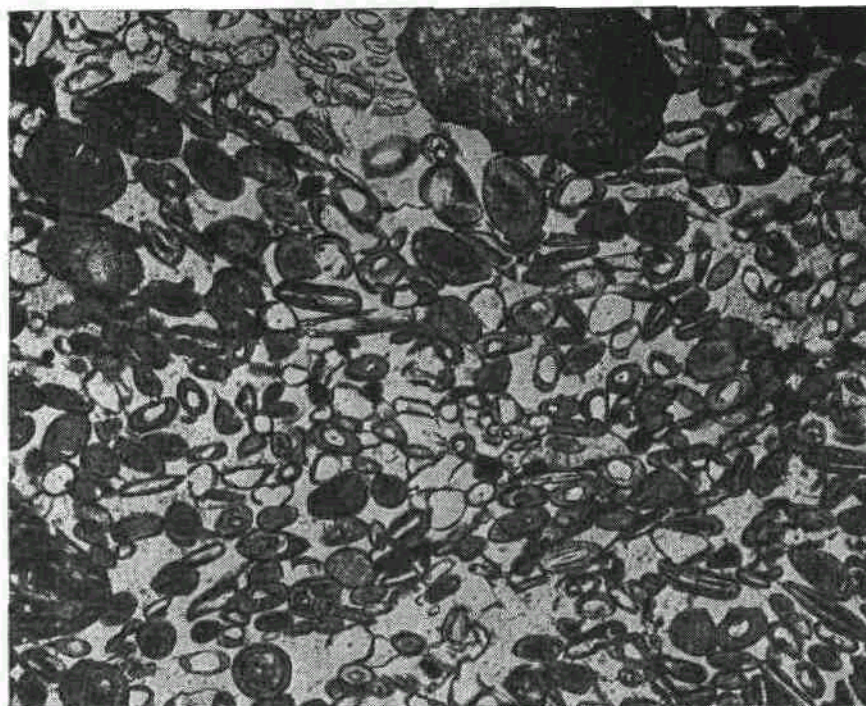
Фиг. 6-30. Глауконитовый песок формации Форт-Огастес (мел).
 Форт-Огастес, Альберта, Канада. Песчаник, богатый глауконитом (крупные круглые комочки) и плохо окатанным кварцем, цемент карбонатный, содержит также некоторое количество обломочных кремней. Обычный свет, $\times 55$.

живают все степени глауконитизации. Иногда глауконит образует «рубашку» на зернах других минералов — даже тяжелых минералов, особенно ильменита [84].

По минералогии глауконита имеется обширная литература и, следовательно, много анализов минерала как такового. Анализы же глауконитовых песчаников малочисленны. В табл. 6-8 к глауконитовым пескам относятся три анализа (А, Б и В). Как и следовало ожидать, состав глауконитовых песков изменяется в широких пределах в зависимости от содержания обломочного материала, порового кальцита и вторичного сидерита.

Глауконитовые пески характеризуются высоким суммарным содержанием железа, в основном Fe_2O_3 , и высоким содержанием K_2O . Весьма обычно также, как можно видеть на примере глауконитовых песков Нью-Джерси, высокое содержание фосфора. Как и предполагалось, они содержат также значительное количество связанной воды. Некоторые глауконитовые пески содержат достаточное количество железа, для того чтобы относить их к железистым породам или железняку (более 15% Fe).

Хотя глауконитовые песчаники довольно широко распространены как в пространстве, так и во времени и, вероятно, встречаются среди пород всех геологических систем, складывается впечатление, что в одних системах они более обычны, чем в других. Например, они особенно характерны для пород кембрия. Глауконитовые отложения известны в песчаных прослоях сланцев Брайт-Анджел в Большом Каньоне, в песчаниках Риган в Оклахоме, в песчаниках Франкония в Вискон-



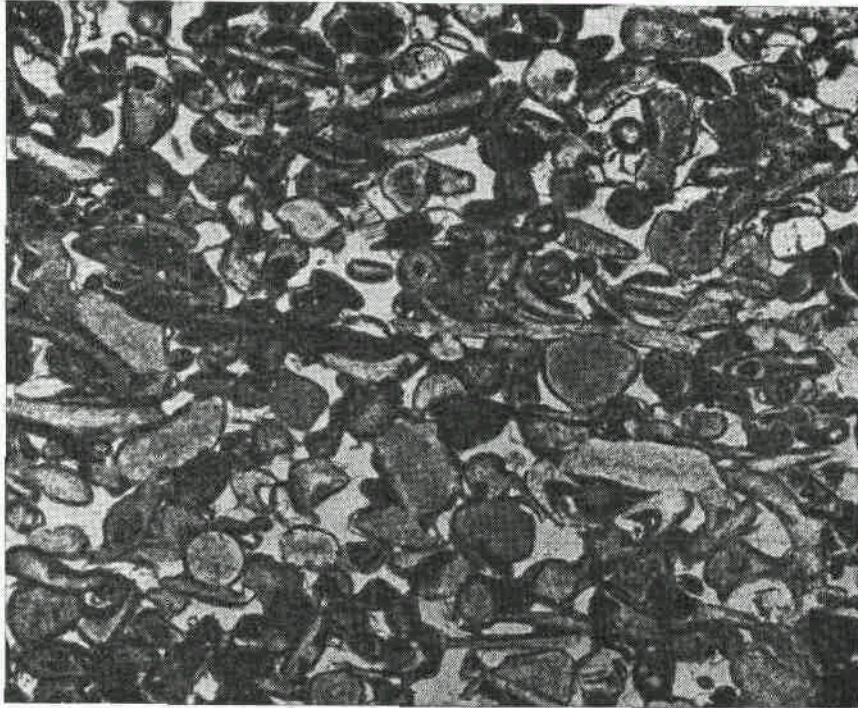
Фиг. 6-31. Фосфатный песчаник формации Фосфория (зернь).
Округ Джефферсон, Монтана, США. Оолитовая фосфатная порода. Многие оолиты содержат кварцевые зерна в ядре. Обычный свет, $\times 20$.

сине (все кембрийского возраста) и в ниже- и среднекембрийских породах Уэльса и Скандинавии [89]. Меловой период, по-видимому, тоже был временем формирования глауконита (фиг. 6-30). Глауконитовые пески этого возраста встречаются на востоке Англии (зеленые пески Кембридж) и в Европе. Этот период формирования глауконитовых песков продолжался в палеоцене и эоцене на Атлантической прибрежной равнине (формация Аквия) [52]. Глаукоитовые пески сравнительно редки в породах докембрийского возраста, хотя они известны в серии Семри системы Виндхья предположительно докембрийского возраста на полуострове Индостан [8].

Глауконит широко распространен на дне современных морей. Хорошим примером этому может служить залив Монтерей, Калифорния

В вопросе о происхождении и значении глауконита все еще существует значительная неопределенность [5, 24, 32, 80, 89, 203]. Он, по-видимому, требует морских условий для своего формирования, хотя может переотлагаться, обычно окисляясь, в континентальные пески. Видимо, он более морской, чем шамозит, поскольку, например, оолитовый гематит-шамозитовый железняк Клинтон (силур) в Аппалачах к востоку переходит в полуконтинентальный гематитовый песчаник, а к западу — в чисто морские глауконитовые слои [101]. Для его формирования требуются нормальная соленость, слабо восстановительная среда и малая скорость отложения. Минерал, по-видимому, является продуктом диагенеза, возникающим в результате изменения биотита [72], или преобразования и обогащения железом фекальных и иловых комочков, за-

оп



Фиг. 6-32. Хорошо сортированный скелетный известняк Бедфорд из известняков Сейлем (миссисипий).

Карьер близ Бедфорда, округ Лоренс, Индиана. Биокалькарениит, сцементированный прозрачным кристаллическим кальцитом (биоспарит). Скелетные обломки включают в себя раковины форминифер, остатки криноидей, мшанок и брахиопод. Продолговатые обломки ориентированы параллельно слоистости. Хороший пример скелетного карбонатного песка. Обычный свет, $\times 20$.

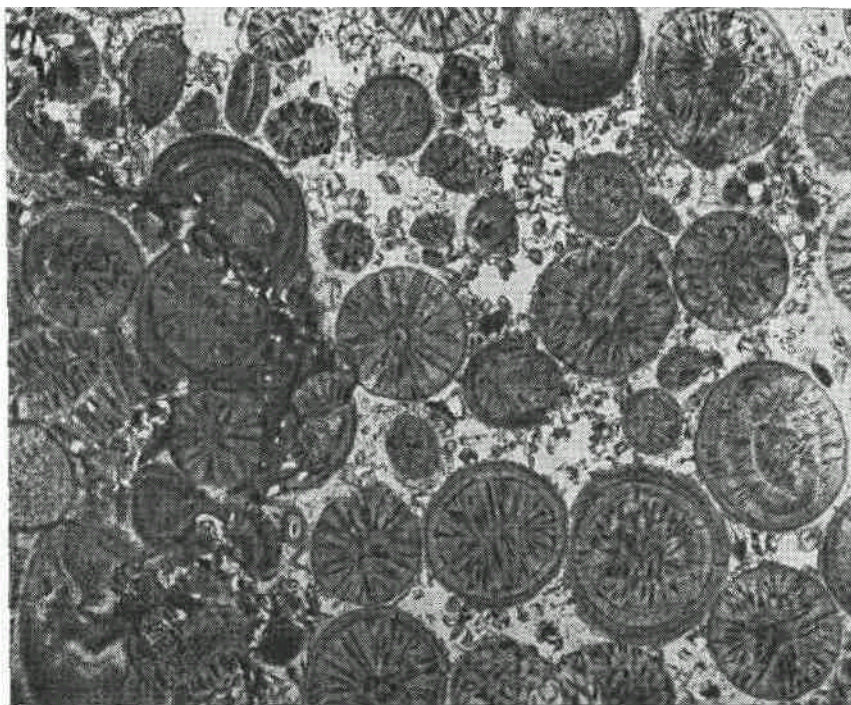
мещения раковин и других обломков [203], или даже осаждения в пустотах и в виде «рубашек» на обломочных зернах [84].

Он все^таки встречается в докембрии [8, 87], хотя некоторые исследователи придерживаются противоположного мнения [32]. Его более широкое распространение в кембрийских и мел-эоценовых слоях не находит удовлетворительного объяснения. Его происхождение и особенности распространения все еще нуждаются в дальнейшем изучении.

Фосфатные песчаники. Фосфатный песчаник представляет собой песок, сцементированный фосфатом кальция (карбонатным фторапатитом), а также песчаник, содержащий значительное количество фосфатных обломков или осажденных зерен и оолитов фосфатов.

Небольшое количество фосфатных обломков, главным образом фосфатных скелетов, содержат многие пески. Особенно часто бывают фосфатными глауконитовые пески. Однако в большинстве фосфатных *песков* фосфат присутствует в виде цемента, или др^звых «рубашек» на кварцевых зернах, или микрокристаллического заполнения пор [25]. Некоторые фосфориты сами являются «песками», состоящими из зерен фосфата песчаной размерности, или ооидов, которые могут смешиваться в различных пропорциях с обломочным кварцем (фиг. 6-31).

Калькарениитовые песчаники. Самые широко распространенные пески «смешанного» происхождения — это те, которые состоят из смеси обломочного кварца с зернами химического или биохимического карбоната песчаной размерности. Им дали название *калькарениитовых песков* [171], чтобы отличать от известковистых песков, в которых карбонаты



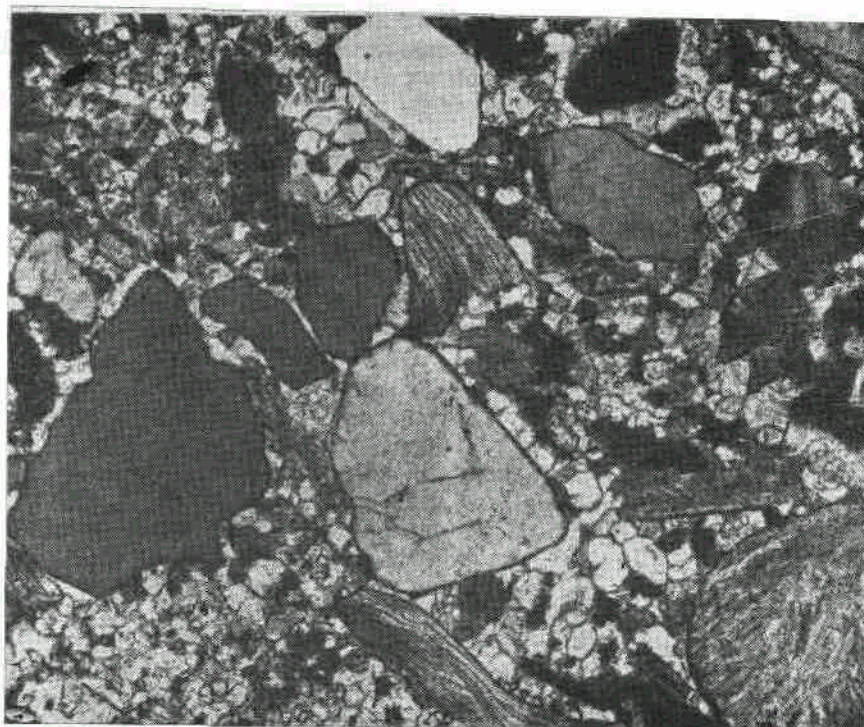
Фиг. 6-33. Оолитовый калькарени́т, формация Уоррнор (кембрий).

Тайрон, Пенсильвания, США. Этот калькарени́т (ооспарит) состоит из сферических оолитов радиальной и концентрической структуры, включенных в карбонатный цемент. Содержит рассеянные частицы кварца алевритовой размерности. Обратите внимание на стилолитовый шов, пересекающий оолиты, вдоль которого имеется остаточный материал, богатый частицами кварца. «Концентрический» песок — первоначально оолитовый песок. Обычный свет, $\times 20$.

присутствуют в виде цемента, а не в качестве структурообразующего компонента. С увеличением содержания карбонатного материала калькарени́товые пески переходят в калькарени́товый класс известняков (фиг 6-32 и 6-33). Требуется особое внимание, чтобы отличить калькарени́товые песчаники от кальклититов, которые являются лититовыми песчаниками, возникающими при разрушении более древних известняков или доломитов.

Под микроскопом видно, что калькарени́товые песчаники состоят из такого карбонатного материала, как обломки фораминифер, раковин и скелетов, карбонатные интракласты, фекальные комочки и карбонатные оолиты, смешанные в различных пропорциях с кварцем и другими эпикластическими обломками. Цемент чаще всего кальцитовый. Поскольку весь материал песчаной размерности отлагается течениями, породы имеют текстуры, характерные для песчаников. Во многих наблюдается хорошо выраженная косая слоистость. Как и следовало ожидать, песчаники этого типа богаты Са и СОа — богаче, чем известковистые песчаники, — и относительно бедны SiO₂ (табл. 6-8, E).

Примеры современных песков этого типа многочисленны, но особого упоминания заслуживают пески восточного побережья Флориды, силикатные компоненты которых приносятся с севера прибрежным течением и смешиваются с обломками раковин местного происхождения. На севере кварц составляет большую часть песка; далее к югу содержание карбонатного обломочного материала увеличивается до тех пор, пока этот материал не составляет уже более половины породы [138].



Фиг. 6-34. Известняк Кау-Крик (мел).

Район Кау-Крик, плато Эдуардс, возле Фредериксберга, Техас, США. Состоит из полукристаллического обломочного кварца, обломков скелетов (волоконистой структуры) и микритовых карбонатных зерен, сцементированных кальцитом. Никели скрещены, $\times 55$.

Примеры древних пород этого типа также многочисленны, причем одним из наиболее полно охарактеризованных является миссисипский известняк Лойалханна в Пенсильвании и Мэриленде [1]. Формация Лойалханна обладает, наверное, самой ярко выраженной косою слоистостью в центральных Аппалачах. Типичный образец содержит 38% монокристаллического и 5% поликристаллического кварца, 1% кремней, 26% карбонатных обломков (интракласты, ооиды и обломки скелетов) и 28% карбонатного цемента, (табл 6-8, E).

Толщи известняков Конокочиг (кембрий) и Гров (кембрий — ордовик) в Мэриленде содержат слои калькаренитовых песчаников. Меловая формация Кау-Крик (фиг 6-34) из округа Бернет в Техасе также является калькаренитовым песком, вероятно представляющим собой пляже-вые отложения. Почти любой разрез известняков, переслаивающихся с песчаниками, содержит какое-то количество слоев смешанного состава.

Туфовые песчаники. Вулканические извержения очень часто продуцируют огромный объем туфового материала, который, выпадая, подавляет нормальное осадконакопление и образует туфы. Распознать полностью развитый т\ф, особенно возникший недавно, не представляет особой проблемы. С другой стороны, обнаружить пирокластические обломки там, где такой материал разбавлен и смешан с песками другого происхождения, не легко. Такой материал нередко остается незамеченным. Кроме того, трудно отличить вновь образованный пирокластический материал от обломков, образующихся при разрушении более древних вулканических пород.

Переработка и перераспределение пирокластического материала — обычное явление, и эти переотложенные обломки могут смешиваться с другими песками в любых пропорциях и образовывать гибридную породу — туфовый песчаник (в отличие от туфа). Внимательный петрограф будет искать характерные черты, свидетельствующие о контаминации пирокластикой. Одним из критериев можно считать наличие идиоморфных кристаллов полевых шпатов, часто расколотых, обычно зональных с волнистым угасанием. Особое значение имеет вулканический кварц с его характерными бипирамидальными формами, нередко округленными или имеющими затеки благодаря магматическому растворению. Такие минералы, как оливин и пироксен, редко встречающиеся в обыкновенных песках, обычно также указывают на туфогенное происхождение. Стекло в различных формах, таких, как оболочки, окружающие кристаллы, осевшая пемза или девитрифицированные или измененные осколки со следами пемзовой текстуры, является одним из лучших доказательств контаминации вулканическим материалом. Пески со значительным количеством туфового материала имеют аномально низкое содержание кварца (в некоторых случаях меньше 10%). Такое низкое содержание кварца имеет особое значение в тех случаях, когда песчаники, ассоциирующие с туфовыми породами, содержат нормальное количество кварца. Точно так же большая величина отношения полевых шпатов к кварцу является важным показателем, особенно если полевые шпаты представлены идиоморфными кристаллами.

Умение отличать туфы, отложенные в водной среде, от туфовых песчаников и граувакков — одна из самых трудных задач, встающих перед петрографами-осадочниками. Более детальный обзор этой проблемы и более полное описание вулканокластических песков читатель найдет в следующей главе.

ОТНОСИТЕЛЬНАЯ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ПЕСЧАНИКОВ И «СРЕДНИЙ» ПЕСЧАНИК

Опубликовано несколько оценок распространенности обычных типов песчаников [122, 150, 171, 173, 205]. Вследствие некоторых разногласий относительно определяющих параметров некоторые оценки заметно отличаются друг от друга (табл. 6-9). Оценки Мидлтона и Пег-тиджона довольно близки между собой, и, поскольку они были получены весьма различными способами — одна по опубликованным химическим анализам, а другая по университетской коллекции пород, — их можно принять с наименьшими оговорками.

Если граувакки действительно являются диагенетическим дериватом лититовых аренитов, мы должны объединять их с лититовыми песками. В этом случае содержание кварцаренитовых песков составит 34%, аркозовых песков 15—16% и лититовых песков 46—50%. Лититовые пески определенно преобладают — почти половина всех песков относится к этой категории. В этом вопросе между Мидлтоном, Крыниным и Петтиджоном нет разногласий.

Ранее мы приводили средний химический состав основных типов песчаников, а также различные оценки валового химического состава среднего песчаника (гл. 2). Но каков минеральный состав этого песчаника? Средний песчаник Петтиджона [173] может быть представлен приблизительно следующим образом: кварц 59%, полевые шпаты 22%, каолин 6%, хлорит 4%, кальцит 6% и окислы железа 2%. Такой расчет-тгтьй жйтераль-йъуй vx^vb we. 'йетй.ааул.йй'¹: раггтач™. между гернами. и цементом и не позволяет оценить долю частиц горных пород. Последняя, вероятно, входит в число, приведенное для каолина, хлорита и полевых

Таблица 6-9 Относительная распространенность классов песчаников

Класс	Крынин (1948) ¹	Толмен (1949) ²	Мидлтон (1960) ³	Петтиджон (1963) ⁴
Кварцевые арениты (ортокварциты)	22,5	45	34	34
Аркозы	32,5	17	16	15
Лититовые арениты (граувакки «низкого ранга», или субграувакки)	35,0	17	24	26
Граувакки (высокого ранга)	10,0	21	26	20
Смешанные				5

¹ Основания для оценки не указаны.

² Основана на средней пробе из 275 образцов песчаников от кембрийского до третичного возраста из разных районов США.

³ Основана на результатах химических анализов 167 образцов песчаников, которые были опубликованы.

⁴ Основана на данных о 121 песчанике из коллекции Университета Джона Хопкинса, для которых имелись прозрачные шлифы. Возраст и распространение образцов даны в работе Петти-джона [173].

шпатов. Если считать, что весь каолин, хлорит и третья часть полевых шпатов присутствуют в виде частиц пород, средний песчаник будет состоять из 65% кварца, 15% полевых шпатов и 18% частиц пород без учета цемента (карбонаты и окислы железа опущены). Кларк [31] дает расчетный минеральный состав среднего песчаника: 66,8% кварца, 11,5% полевых шпатов, 11,1% карбонатов и 10,6% «прочих» минералов.

Как выглядят эти основанные на расчетах оценки в сравнении с действительным модалным составом? Средний песчаник Русской платформы, по данным Ронова и др. [179], состоит из 69,7% кварца, 15,3% полевых шпатов, 2,6% частиц горных пород, 2,9% слюды и 1,8% карбонатов.

Для получения очень хорошей оценки действительного состава среднего современного песка мы не располагаем достаточными данными. Поскольку мы можем с некоторым основанием «догадываться», что аллювиальные пески являются самым распространенным типом песка в геологических разрезах, и особенно в мощных геосинклинальных разрезах, пески крупных рек должны, следовательно, быть ближе всего к среднему песчанику. Современный средний речной песок состоит примерно из 22% полевых шпатов, 20% частиц пород и, наконец, 58% кварца. Эти цифры достаточно хорошо согласуются с оценкой, полученной путем пересчета химического состава «среднего» песчаника с учетом неопределенности в процессе пересчета и неадекватности данных о современных речных песках.

Эти расчеты и оценки, какими бы грубыми они ни были, ведут к нескольким важным заключениям. Как отмечено во введении (гл. 1), основная масса песков мира располагается на континентах и большинство их находится в складчатых поясах, а не на кратонных платформах. Если Аппалачская геосинклиналь является типичным миогеосин-клинальным поясом, а мы полагаем, что это так и есть, большая часть ее песков относится к аллювиальным. Как показано выше, средний песчаник обнаруживает наибольшее сходство с песками современных рек. Различия могут отражать особенности данных по современным водотокам, обусловленные избыточным содержанием в пробах ледникового материала, вынесенного со щита и поэтому аномально богатого

•полевыми шпатами; они могут также объясняться включением прибрежных морских песков в средние данные по древним пескам, что ведет к уменьшению содержания в них полевых шпатов и росту доли кварца.

ПЕТРОГЕНЕЗ ПЕСЧАНИКОВ

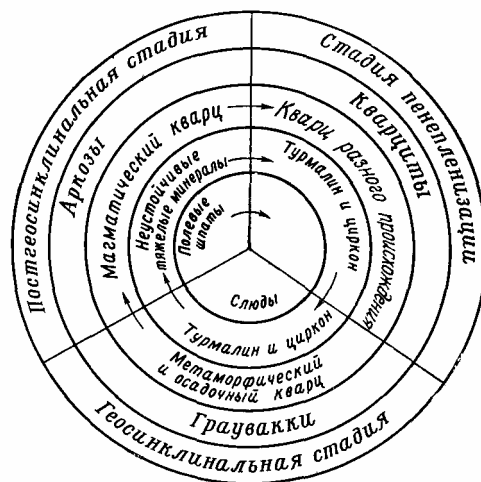
Общие вопросы. После нашего обзора петрографии песчаников, приведенного в этой главе, возникает естественный вопрос, как объяснить разнообразие песчаников. Как мы объясним то разительное различие в составе и количестве матрикса между белыми кварцевыми аренидами, серыми лититовыми аренидами, грубозернистыми красноватыми аркозами и темными граувакками? Обусловлены ли эти различия разными источниками питания, отличающимися друг от друга обстановками осадконакопления, или, как полагают некоторые исследователи, различиями тектонических условий в областях питания и областях осадконакопления, или и тех, и других? Насколько существенна роль климата? Обстановка осадконакопления, материнские породы и тектоника в определенной степени взаимозависимы, так что к любому толкованию следует, вероятно, привлекать комбинацию этих трех факторов, а также данные о климате. Мы сделаем краткий обзор основных гипотез, а затем, прежде чем делать какие-либо заключения, обратимся за критикой и доказательствами к самой геологической летописи.

Гипотезы. Роль исходных материалов. Предполагается как само собой разумеющееся, что состав песчаника в значительной мере определяется типом исходных пород, за счет которых они образовались. Иными словами, источники питания контролируют петрологическое разнообразие структурообразующих зерен песчаников. Поступающие минералы, однако, подвергаются преобразованию под воздействием избирательного выветривания, причем одни разрушаются, а другие нет. Избирательность выветривания зависит от разницы в стабильности и реактивности исходных минералов. Это в свою очередь связано с климатом, который контролирует тип и интенсивность выветривания и является важным фактором скорости эрозии. Последняя определяет независимо от климата количество не полностью выветрелых минералов.

Согласно гипотезе об источниках питания, аркозы и граувакки рассматриваются как продукты разрушения областей, сложенных гранитами и метаморфическими породами, а вулканические арениды — как продукты вулканических регионов и т. д. Кварцевые арениды связывают с повторной переработкой ранее существовавших песков или рассматривают их как конечный продукт разложения кварцсодержащих плутонических пород в чрезвычайно суровых климатических условиях.

Роль обстановки. То, что обстановка осадконакопления оказывает заметное влияние на структурные особенности песков, уже давно считается бесспорным. Предполагается также, что она оказывает влияние и на минералогию. Считается, что более мягкие и трещиноватые минералы и частицы горных пород разрушаются и удаляются из песчаной фракции по мере улучшения сортировки и окатанности остаточных продуктов. Следовательно, длительная абразия теоретически может превратить незрелые полевошпатовые или лититовые пески в чистые кварцевые пески, причем тонкий обломочный материал отделяется от структурообразующих зерен продолжающейся сортировкой. Полагают, что это влияние абразии минимально в водных потоках и максимально на пляжах или в дюнах.

Роль тектоники. Некоторые авторы считают тектонический фактор самым главным в определении состава песчаников, полагая, что кварцевые арениды соответствуют «стабильным шельфам», аркозы — бас-



Фиг. 6-35 Взаимоотношения между тектоникой, типами песчаников и минералогией [121]

сейнам, ограниченными разломами, а граувакки — эвгеосинклиналиям [42]. Такой точки зрения придерживался и Крынин [120]; он связывал первый цикл образования ортокварцитов с денудацией, граувакки (и ортокварциты второго цикла) с геосинклинальным осадконакоплением, а аркозы с постгеосинклинальным этапом, обычно с поднятием по разломам деформированной и прорванной интрузиями геосинклинальной области (фиг. 6-35).

Роль климата. Климат, привлекая к себе вновь внимание за последние годы, рассматривается как важный фактор, контролирующий состав структурообразующих зерен [36, 96, 198], особенно в аркозах, которые традиционно считаются продуктом

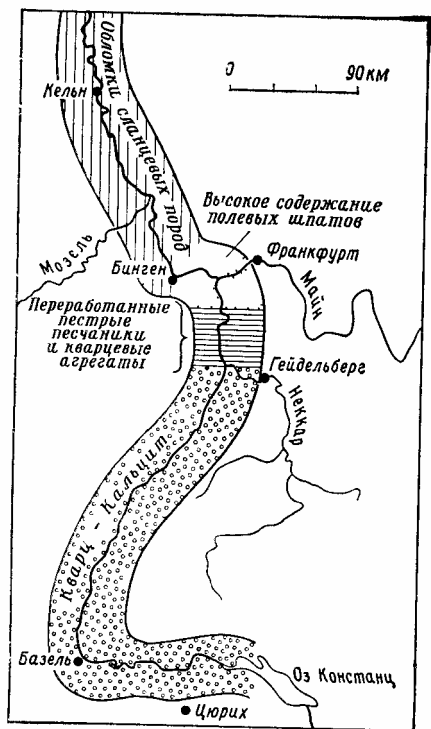
являющихся минимальное разложение полевых шпатов [135]. Полевые шпаты и железистая цементация характерны для многих красноватых, обычно ассоциирующихся с эвапоритами, и поэтому могут быть отнесены к продуктам аридного или семиаридного климата. Считается, что климат оказывает значительное влияние на структуру пород: продукты аридного климата грубее продуктов гумидных областей [73].

Доказательства. Какие же доказательства, кроме их правдоподобия, могут быть приведены в пользу предположений о петрогенезе песчаников или против них? Какие экспериментальные данные или результаты изучения современных и древних песчаников имеют отношение к этой проблеме? К сожалению, данные критических наблюдений не слишком многочисленны.

Исходные материалы. То, что источники питания играют важную роль, определяющую состав песков, подтверждено наблюдениями над современными песками, особенно речными, которые легко можно увязать с исходными породами. Потоки, дренирующие ледниковые области или протекающие по гранитным массивам, отличаются обычно высоким содержанием полевых шпатов. Пламли [174] отмечает до 35% полевых шпатов в песках потоков, дренирующих докембрийские граниты гор Блэк-Хилс в Южной Дакоте. Вулканические районы богаты обломками вулканических горных пород, например, в реках, дренирующих Мексиканскую вулканическую область, содержится 57% таких частиц. Более того, реки,

эродирующие сверхзрелые кварцевые арениты, могут дать для структурообразующих зерен песков только хорошо окатанный кварц.

Местный контроль обломочных структурообразующих зерен бесспорен. Колдевейн [114] наглядно продемонстрировал, как состав легкой фракции в осадках вдоль Рейна отражает влияние притоков и коренных пород: кварц и кальцит приносятся из Швейцарии, кварцевые агрегаты и переработанный розовый кварц из песчаника Бантер добавляются Неккаром, значительное количество полевых шпатов — Майном, а обломки пород Рейнских Сланцевых гор становятся обычными в ниж-



Фиг. 6-36. Схема, показывающая содержание характерных легких минералов в песках Рейна ниже Базеля [114].

нем течения (фиг. 6-36). В древних песчаниках подобные вариации отмечались над несогласиями. Базальный кембрийский песчаник Ламонт в горах Сент-Франсис, Миссури, является ар-козовым там, где он залегает на гранитах, и становится вулканическим лититовым аренитом там, где залегает на риолитах [157]. Однако эти различия характерны только для самых нижних нескольких метров разреза. В региональном масштабе это обычно зрелый песчаник — в основном кварцевый аренит. Наблюдения Клейна [111] над трисовыми отложениями прибрежных провинций Канады также показывают, что базальные пески могут отражать характер подстилающих пород. Эти наблюдения не объясняют, почему одни песчаники, например ор-довикская формация Мартинсберг в Аппалачах, повсюду представлены граувакками, тогда как другие, например девонская формация Орискани, распространенная в том же районе, — сверхзрелыми кварцевыми аренитами.

Но всегда ли состав определяется источниками питания? Что отражают изменения песков, имеющих, по-видимому, одну и ту же область питания, — изменения

климата в том районе или

***** ** * лк«ллл1»и д и 1П тJWи рапиПС Ш^Ш

вскрытие новых источников питания? Или причиной изменений являются условия накопления?

Обстановка. Хотя об отношениях между структурными параметрами современных песков и условиями их формирования было написано довольно много, об отношениях между обстановкой и составом структурообразующих зерен известно мало. За исключением граувакк (главным образом морских турбидитов), можно назвать лишь немного случаев прямой корреляции между типом пород и обстановкой осадкона-копления — кварцевые арениты, например, могли отлагаться на пляжах, на морском шельфе или в пустынных дюнах. Но может ли, например, обстановка пляжа или дюн превратить лититовый песчаник в кварцевый аренит? Анализ данных табл. 2-1 о содержании полевых шпатов в современных песках, видимо, показывает, что пески пляжей и дюн содержат меньше полевых шпатов, чем пески водных потоков тех же географических районов. Например, пески пляжей и дюн побережья Каролины содержат только половину того количества полевых шпатов, которое характерно для рек этого района [77]. Утверждение, что пляжевые и дюнные пески отлагаются только из осадков, переносимых реками, сомнительно, так как пока вообще не доказано, что пляжевые пески не приносятся, по крайней мере частично, из других источников и не «загрязнены» более зрелыми песками, залегающими вдали от берега.

Некоторые доказательства влияния условий седиментации дает и геологическая летопись. Песчаники одного и того же разреза, происходящие, как полагают, из одного и того же источника питания, обнару-

живают заметные различия в зрелости состава и структуры, что скорее всего обусловлено обстановкой осадконакопления. Например, Фолк [64] связывает изменения в характере силурийских кварцитов Тускз-рора в западной Виргинии с влиянием фациальных условий. Самые нижние красноцветы с угловатым кварцем, плохой сортировкой и высоким содержанием обломков пород—это отложения эстуариев. Завершающие разрез Тускароры белые кварциты с скатанным и хорошо сортированным кварцем и фактическим отсутствием частиц горных пород — типичный продукт обстановки пляжа «высокой энергии». Можно было бы предположить, что подобные вариации связаны с тектоническими или климатическими изменениями в области питания. Однако быстрые, метр за метром, вертикальные изменения не только минералогии, но и окатанности делают это предположение маловероятным. Не похоже также, чтобы эти изменения были результатом процесса избирательной сортировки.

Хорошим примером могут также служить переходные слои между ордовикской формацией Джуниата и силурийскими кварцитами Туска-рора на юге центральной Пенсильвании. Красноцветные песчаники подстилающей формации Джуниата с полугловатыми зернами кварца и многочисленными частицами пелитовых горных пород обладают хорошо выраженной косою слоистостью. Они перекрыты белыми, очень зрелыми кварцевыми аренидами Тускарора, со знаками ряби и иногда с косою слоистостью. Выше следуют розовые косослоистые кварциты с хуже скатанным кварцем, большим количеством поликристаллического кварца и малым количеством частиц пород. Региональная система палеоте-чений и другие соображения указывают на общий источник питания для всех этих песчаников. Петрологические вариации, по-видимому, лучше всего можно объяснить «очищением» и окатыванием поступающего песка: формация Джуниата, вероятно, является флювиальной, нижние слои формации Тускарора — пляжевыми, а верхние слои Тускароры отражают возврат к флювиальному режиму. Изучая влияние обстановки на состав структурообразующих зерен древних песчаников, следует проявлять особую тщательность при установлении постоянства географического положения и состава пород области питания. Анализ палеотечений, стратиграфические взаимоотношения внутри бассейна и знание региональной геологии за пределами бассейна являются важными элементами такой оценки. Постепенные, метр за метром, вертикальные петрографические изменения свидетельствуют, как правило, о влиянии местных условий осадконакопления, а не об изменениях состава материала, поступающего издалека.

Экспериментальное изучение абразии песка не дало убедительных доказательств эффективности процесса избирательного истирания, хотя в недавних работах высказывается другое мнение [152]. Полевые исследования современных песков также не дают безоговорочных доказательств этой эффективности. Изучение влияния переноса в оеках большой протяженности указывает на то, что избирательная потеря минералов, по-видимому, невелика или вообще отсутствует [181], хотя нужно иметь в виду, что потеря полевых шпатов в горных реках с крутым уклоном может быть значительно большей. Реки почти не увеличивают окатанности песков [182]. Сравнительное изучение пляжевых и эоловых процессов еще предстоит произвести.

Следует, однако, помнить, что структура зависит от силы течений и сортировки, т. е. таким образом обстановка осадконакопления может изменять тип песчаника. Например, пенсильванская формация Фаунтин в Колорадо в руслах древних потоков представлена аркозовыми конгломератами и песчаниками, слюдистыми аркозами на прибрежных рав-

нинах и в дельтовых и озерных фациях кварцевыми аркозами (полевошпатовыми песчаниками) [99].

Тектоника. Предположение о тектоническом контроле петрографических изменений песков основано главным образом на изучении геологических разрезов. Наблюдения показывают, что широко распространенные пласты песчаников, возникающих за счет внутренних источников на стабильных платформах и окраинах щитов, обычно представлены весьма зрелыми разновидностями, тогда как песчаники, отлагающиеся в геосинклиналях на заключительных стадиях их заполнения, представляют собой незрелые граувакки и аркозы. Это позволяет предполагать определенную связь между петрологией и тектонической стабильностью

В геологической истории многих геосинклиналей обычно проявляю-гся изменения в характере песчаников, связанные со структурной эволюцией. Во многих случаях первое усиление орогенической активности предвещается появлением незрелого обломочного материала. Количество этого материала затем увеличивается, и он образует мощные оро-генные осадочные толщи — флиш. Следующие за этапом кульминации осадки становятся более грубыми и полевошпатовыми — возникают аркозовые молассы.

Различие между петрологическими особенностями песков «стабильных шельфов» и «подвижных поясов» было причиной возникновения концепции тектонического контроля. Это положение оспаривалось Кеем [106], который считал, что «тип осадка не является характерным признаком геосинклинали». Ван Андел [6] в своей работе о песчаниках западной Венесуэлы также считает, что основное влияние на состав песчаников оказывают источники питания, а не тектоника и что обстановка осадконакопления контролирует лишь структуру и структурную зрелость. Он указывает, что «систематического тектонофациального контроля структ^ры и структурной зрелости не существует», более того, «минералогическая зрелость не отражает тектонофаций бассейна осадконакопления» [6], а петрография осадков отражает тектонику лишь постольку, поскольку тектоника контролирует морфологию области питания.

Петрографическим составом пород областей питания пытались также объяснять геосинклинальную последовательность Крынина: орто-кварциты — граувакки — аркозы. Считалось, что источник питания кварцевых аренигов располагался в основном вне геосинклиналей, тогда как у более поздних граувакк и аркозов питание связано главным образом с внутренними источниками, т. е. с каннибализмом, вулканизмом и синтетектоническими гранитными плутонами.

Другие исследователи отмечали, что современные пески в пределах одного бассейна заметно изменяют свой состав от места к месту, так же как и в некоторых древних осадочных бассейнах, и даже в геосинклиналях [111]. Это может привести к заключению о том, что ни один из типов осадков не может считаться характерным для геосинклиналей. Такие наблюдения, в некоторых случаях к тому же недостаточно хорошо выполненные, не могут объяснить поразительные крупномасштабные изменения по вертикали в петрологии песчаников, залегающих в таких бассейнах, как Аппалачский или Маратон на западе Техаса. Это не означает, что специфические типы песчаников не могут случайно встречаться в любых обстановках, хотя никто не наблюдал граувакк на кра-тонных платформах, но преобладающий характер геосинклинального разреза отличается от характера платформенного (кратонного) разреза. Другими словами, геосинклинальный песчаник нельзя идентифицировать по отдельному образцу или прозрачному шлифу, но в геологическом разрезе геосинклинальные свиты распознаются.

Климат. Какие факты относятся к взаимоотношениям между петрографией песчаников и климатом? Наблюдения Крынина [115] над современными песками тропической Мексики ясно показывают, что полевые шпаты не обязательно являются критерием аридного или ледникового климата. Осадки жаркого гумидного климата также могут быть полевошпатовыми. Рельеф в большей мере, чем климат, контролирует содержание полевых шпатов — к этому заключению пришел Гибс [76], изучавший бассейн Амазонки. Красный цвет некоторых песчаников также не является надежным показателем отложения в аридных условиях. Пески современных аридных областей лишь в исключительных случаях бывают красными. Более того, изобилие остатков позвоночных, тесно связанных с красными песчаниками в триасе Коннектикута [123], и наблюдения, показывающие, что красные почвы характерны для областей с теплым гумидным климатом, заставили отказаться от представлений, что красная окраска является определенным критерием аридности.

Гарнер [73] в результате изучения четырех районов в Андах пришел к выводу, что климат, а не рельеф является основным фактором, определяющим размер обломков. Аридное выветривание — преимущественно механический процесс, в результате которого обычно образуется грубый аллювий, а мелкие частицы удаляются дефляцией; гумидное выветривание дает главным образом алевриты и глины. С другой стороны, Гибс [76] показал, что в бассейне Амазонки размер частиц является функцией главным образом рельефа и что климат оказывает на него ничтожное влияние. Даже если Гарнер был прав, остается неясным, может ли климатический фактор отражаться на петрографии песчаников.

Эксперименты Кюнена [126] привели его к заключению о том, что эффективное окатывание песков может происходить только в результате деятельности ветра, а такая деятельность становится количественно значимой лишь в пустынных районах. Хорошо скатанные пески, следовательно, являются критерием пустынной обстановки. Ока-танность, к сожалению, может быть и «унаследованной» особенностью, приобретенной не в той обстановке, в какой песок отлагался в последний раз.

Короче говоря, бесспорных следов влияния климата на петрографию песков, по-видимому, не существует.

Заключение. Какое же заключение можно сделать после этого краткого обзора доказательств? Является ли петрографическая характеристика данного песчаника результатом комплексного взаимодействия факторов, из которых ни один не играет решающей роли? Мы думаем, что нет. Каково же относительное значение источников питания, обстановки осадконакопления, тектоники и климата? Мы полагаем, что из этих четырех факторов основное влияние на петрографию песчаников оказывает тектоника, частично потому, что терригенное осадконакопление само по себе в значительной степени зависит от тектоники и без движений земной коры в конце концов прекратилось бы. Этого нельзя сказать ни об источниках питания, ни об обстановках осадконакопления, ни о климате.

Более того, тектоника до некоторой степени управляет тремя другими факторами. Тектоническое поднятие определяет рельеф, а следовательно, влияет на скорость и глубину эрозии, контролируя таким образом объем, а до известной степени и характер обломочного материала, поступающего в бассейн осадконакопления. Косвенным образом тектоника определяет основные типы пород, подвергающихся денудации, так как при неглубокой эрозии обнажаются обычно лишь осадоч-

ные или, может быть, эффузивные вулканические породы, тогда как глубокая эрозия делает доступными грубозернистые полевошпатовые магматические или метаморфические породы.

Тектонические поднятия, если они достаточно велики, несомненно, изменяют климат в областях питания. Однако с геологической точки зрения значение рельефа в выветривании, вероятно, более велико, чем климата, так как при высоком рельефе механическая денудация преобладает над химическим выветриванием.

Поднятия создают градиент высот, т. е. склоны, по которым движется вниз обломочный материал. Хотя перенос материала изучен еще далеко не достаточно, по-видимому, можно считать его второстепенным фактором, определяющим петрологию песков, хотя деятельность потоков с крутым уклоном или пляжевые процессы могут оказывать заметное влияние на структуру и состав песков.

Погружения бассейнов и тектонические поднятия не обязательно сочетаются друг с другом, особенно в тех случаях, когда области питания значительно удалены от бассейнов осадконакопления, как это наблюдается на большинстве крупных речных систем. Однако погружения бассейна и поднятие области питания тем не менее взаимодействуют между собой, так как отношение количества приносимых осадков к емкости бассейна контролирует осадочные фации в бассейне независимо от того, является ли бассейн преимущественно морским, континентальным или даже не заполненным осадками вообще. Большое количество поступающего материала при недостаточном погружении ведет к регрессии моря и преобладанию аллювиального заполнения; при преобладании погружения уровень осадочного заполнения опускается ниже уровня моря и аккумуляция становится преимущественно морской. Минимальный принос материала создает истощенный (некомпенсированный) бассейн. Пески, отлагающиеся в таких различных обстановках, различны по текстуре и особенностям залегания, а до некоторой степени и по своей петрологии.

Наконец, может быть, наиболее убедительным доказательством доминирующей роли тектоники среди факторов, контролирующих петрологию песчаников, является строгая корреляция между характером песков и тектонической или структурной эволюцией геосинклинали. Поскольку этот вопрос рассмотрен более подробно в гл. 12, мы отметим только, что такая корреляция существует и что изменяющийся во времени характер песков зависит от относительного вклада внешнего (кратонного) и внутреннего (поднятия внутри геосинклиналей) источников питания. Характер обломочного материала, поступающего из этих источников, различен, так как он отражает, вероятно, рельеф каждого из них (фактор, контролируемый тектоникой) и меняющееся значение этих двух источников в ходе развития геосинклинали: господство кратонных источников на ранних стадиях и подавление его на поздних.

В заключение мы должны отметить, что петрология песчаников является результатом сложного взаимодействия многих факторов и, хотя мы считаем, что большую часть времени тектоника является господствующим фактором, конкретная комбинация или взаимодействие таких факторов, как климат (температура и атмосферные осадки), перенос (включая его энергию и продолжительность), привнес материала и погружение, могут произвести определенный тип песчаника, не особенно отличающийся от того, который был бы образован при несколько иной комбинации факторов. Одной петрологии недостаточно, например, для того, чтобы суметь различить тектонический аркоз, связанный с резким поднятием, от остаточного аркоза, сформированного на стабильном древнем гранитном массиве и погребенного морской трансгрессией.

Вероятно, больше, чем что-либо другое, нас должна беспокоить наша неспособность подразделить и оценить влияние нескольких факторов, контролирующих петрологию песчаников. Мы оказались неспособными найти решающие доказательства для нескольких гипотез. Иными словами, геологи смогли выдвинуть все возможные гипотезы, но пока, видимо, не могут ни одну из них подтвердить экспериментально, полевыми или лабораторными исследованиями. Может быть, следует продолжать исследования современных песков, именно тех путей их эволюции, которые кажутся наиболее важными. Тщательное петрографическое изучение современных песков, отобранных в районах с известным климатом, рельефом, источниками питания и обстановкой осад-конакопления, может оказаться хорошей отправной точкой.

Глава 7 ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЕ

ПОРОДЫ

ВВЕДЕНИЕ

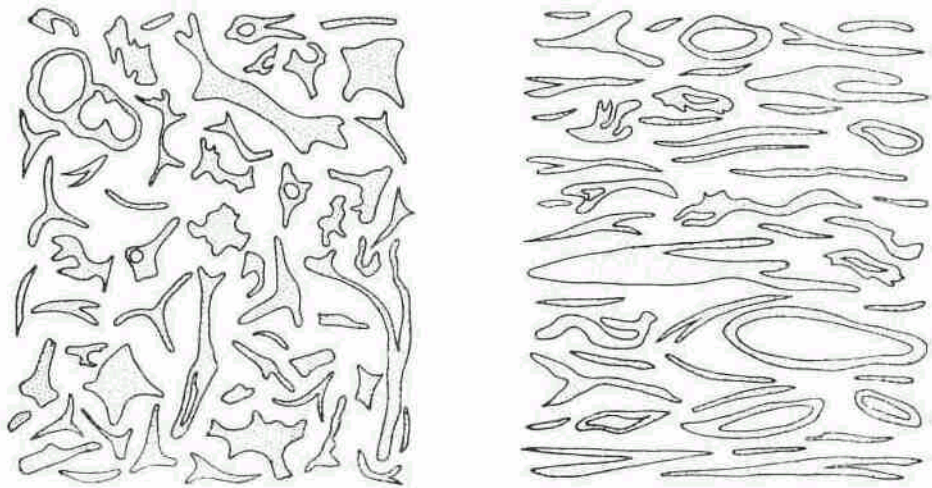
Вулканизм — главный источник обломочного материала на островных дугах и в тектонических поясах континентов. В океанических бассейнах вулканизм потенциально имеет еще большее значение; по оценке Менарда [31], в юго-западной части Тихого океана в позднемезозойское и кайнозойское время скорость и продолжительность излияния лавы на морское дно были сопоставимы по этим параметрам с плато-базальтами континентов, но покрывали площадь в сто раз большую. Ферхуген [48] грубо определил, что общий объем платобазальтов в геологическом разрезе составляет $3 \cdot 10^6$ км³. Кроме лавы, имеются также огромные количества материала, переносимого по воздуху, и объем его на континентах, по-видимому, значительно превосходит объем лав. Очевидно, что этот материал, происхождение которого связано прямо или косвенно с вулканизмом, и составляет весьма значительный класс песчаников, который нельзя игнорировать.

Пески, богатые вулканическими обломками, которые мы называем вулканокластами, принадлежат к двум преобладающим типам: пирокластические пески, отложившиеся при взрывных извержениях, и пески, возникающие в результате нормальной эрозии вулканических областей, сложенных эффузивами и (или) пирокластическими породами. Эрозионные вулканогенно-обломочные породы сравнимы по осадочным текстурам, геометрии и мощности с другими терригенными песчаниками, но отличаются: от них своей незрелой минералогией. Пирокластические песчаники занимают особое место; они возникают как взрывная магматическая порода, а отлагаются как осадочная. Поэтому они лежат частично вне круга знаний петрологов как магматических, так и осадочных пород. Частично причиной недостаточного внимания петрологов-осадочников к этим образованиям может быть историческая случайность — осадочная петрология зарождалась в районах, отдаленных от областей активного вулканизма. Во всяком случае, они так и не получили должного внимания.

Независимо от того, являются ли они пирокластическими, вулканогенно-обломочные пески могут смешиваться в любых пропорциях с другими терригенными песками, карбонатами или пелитовыми осадками.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

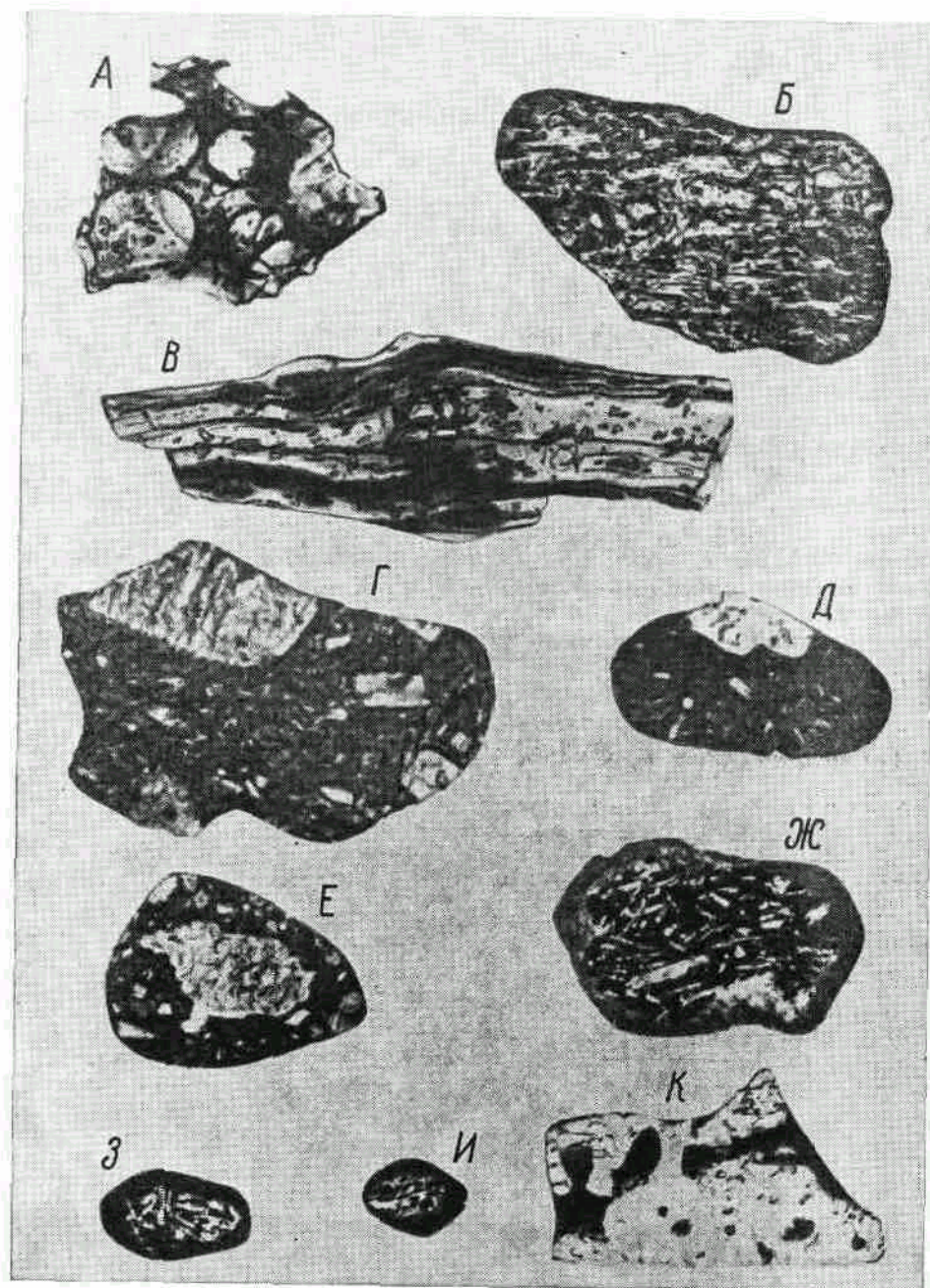
Являясь прямым или косвенным продуктом вулканизма, вулканогенно-обломочные пески минералогически более незрелы, чем любая другая группа песчаников. Это существенно облегчает детальное изучение их областей питания. Для состава вулканогенно-обломочных песков характерно наличие стекла, пемзы и шлаков, идиоморфных кристаллов, специфических обломков пород, зональных полевых шпатов, кристобалита, базальтцесковой роговой обманки и следов значительного-диагенетического изменения;



Фиг. 7-1. Осколки стекла с остатками стенок пузырьков (рогульки).
Слева — недеформированные, *справа* — деформированные и уплощенные.



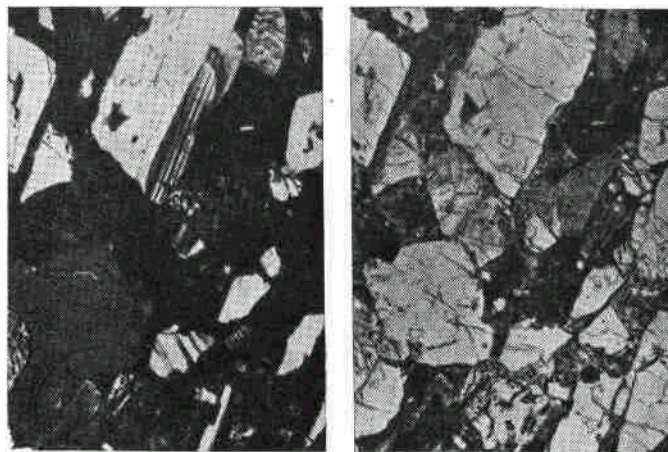
Фиг. 7-2. Отложения пеплопада, состоящие из несомкнутого скелета осколков стекла, не подвергавшихся значительному истиранию, и пойкилобластового кальцитового цемента.
 Формация Элленсберг (третичная), Вашингтон, США, $\times 100$.



Фиг. 7-3. Примеры вулканических обломков.

А — обломок стекла с оvoidными пузырьками, современный пепел, $\times 200$; Б — обломок пемзы из третичного песчаника, Монтана, $\times 80$; В — обломок пемзы с флюидальной текстурой, современный пепел, $\times 200$; Г, Д, Е — крупные фенокристы в тонкозернистом матриксе, содержащем идиоморфные микролиты, формация Джудит-Файси (мел), Виргинские острова, $\times 40$; Ж, З, И — микролиты полевых шпатов в черной стекловатой основной массе, обломки в «рубашке» из карбонатов, плейстоценовый известковистый почвенный панцирь (каличе), округ Дона-Ана, Нью-Мексико, США, $\times 40$; К — крупный фенокристал с затеками стекла (черное), формация Каррабубула (карбон), Новая Южная Уэльс, $\times 80$.

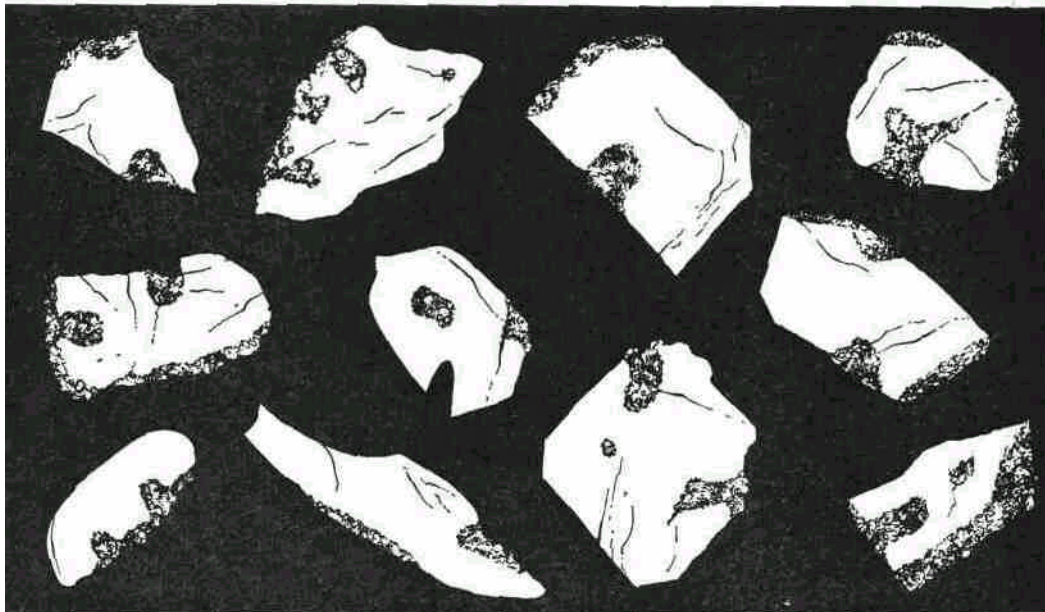
Фиг. 7-4. Стекловатый кристаллокластический туф под микроскопом при скрещенных николях (слева) и в неполяризованном свете (справа). Следует обратить внимание на большое количество стекла. Формация Каррабубула (карбон), бассейн Уэри, Новый Южный Уэльс.



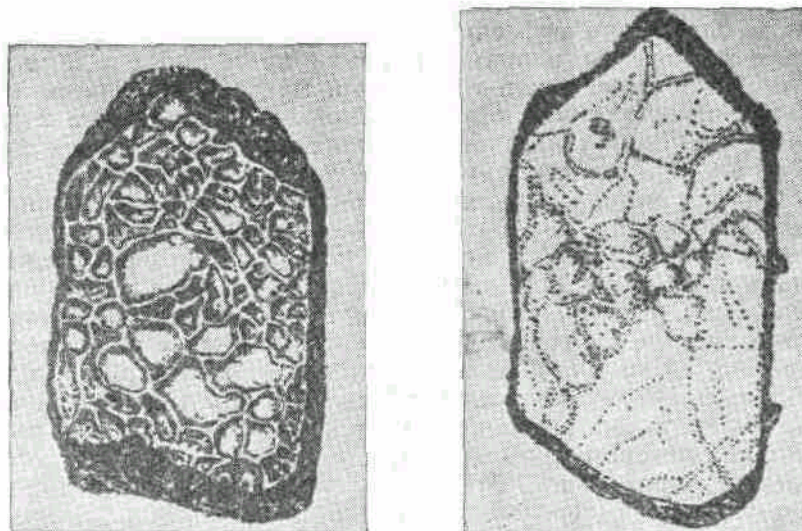
Стекло может встречаться в виде рогулек (осколков стенок пузырьков) (фиг. 7-1 и 7-2), осколков пемзы (фиг. 7-3) или в виде связующего матрикса там, где оно играет роль химического цемента. Количество стекла в прозрачных шлифах вулканогенно-обломочных песчаников лучше определять при скрещенных николях (фиг. 7-4). Стекло может быть бесцветным, красным, желтым, коричневым или черным в зависимости от степени окисления содержащегося в нем железа и от количества включений. Приблизительное содержание кремнезема в стекле можно определить по показателю преломления [20], хотя второстепенные компоненты, например железо и вода, также влияют на показатель. Как стекло, так и афанитовый микрокристаллический материал могут прикрепляться в виде пузырьков к кристаллам и зернам (фиг. 7-5) или инкрустировать зерна, образуя пузырчатую структуру (фиг. 7-6) — явный признак вулканического происхождения.

Первичный материал вулканогенно-обломочных пород, кристаллы полевых шпатов и мафических минералов, обычно бывают идиоморфными, так как они кристаллизуются из магмы. В пирокластическом материале такие кристаллы обычно разбиты. Очень часты зональные полевые шпаты (фиг. 7-7). Они срывают либо высокую вязкость, либо быстрое остывание материнской магмы, так как и то, и другое не позволяет рано сформировавшимся кристаллам вступить в реакцию с жидкой фазой. Высокотемпературный полевой шпат, санидин, характерен для быстро остывающих вулканических пород и поэтому является хорошим индикатором происхождения. Заслуживает упоминания коррозия зерен кварца (фиг. 7-5) и полевых шпатов. Ее причина — растворение их магмой, вероятно, незадолго до извержения. Другая примечательная черта кварца из вулканогенно-обломочных песков — это то, что он почти полностью состоит из ненапряженных, монокристаллических зерен с одновременным погасанием. Базальтическая роговая обманка в тяжелой фракции — еще один надежный показатель вулканических материнских пород.

На фиг. 7-3 изображено несколько различных типов обломков горных пород, присутствующих в вулканокластитах. Для этих обломков, которые могут содержать, а могут и не содержать фенокристы, характерны беспорядочно или направленно ориентированные микролиты. Обычно стекло также присутствует как материал, заполняющий поры между микролитами. Сочетание тонкозернистых обломков вулканических пород и обломочного матрикса делает чрезвычайно сложным



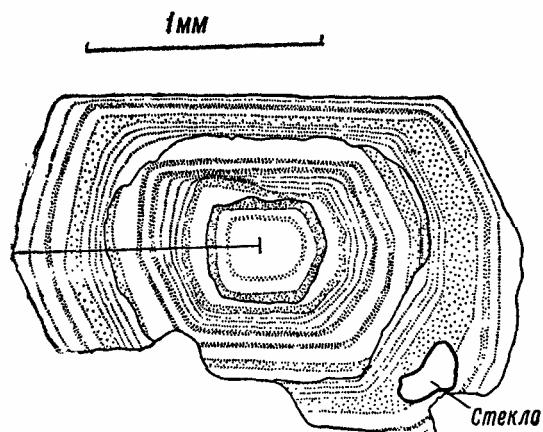
Фиг. 7-5. Корродированный кварц с вросшими афанитовыми и стекловатыми пузырьками [120].



Фиг. 7-6. Пузырчатая структура [12].

подсчет зерен, так как трудно определить границу, где кончается обломок горной породы и начинается матрикс.

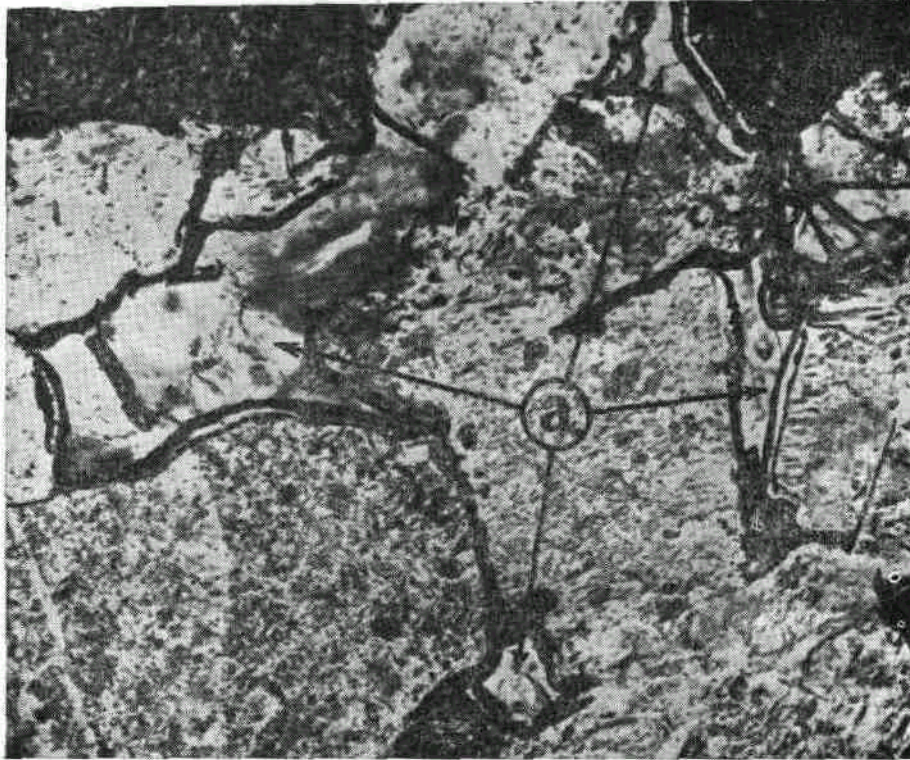
Вулканогенно-обломочные пески подвержены диагенезу больше, чем любой другой тип песков, из-за химической нестабильности и реакционноспособности структурообразующих зерен: стекла и пемзы, обломков тонкозернистых горных пород, полевых шпатов и мафических минералов. Высокая пористость и большая площадь поверхности тонкозернистого материала ускоряет диагенез и способствует девитрификации



Фиг. 7-7. Зональный плагиоклаз из четвертичного пепла, Новая Зеландия.
Обратите внимание на затек [10].

•вулканического стекла. За исключением случаев сохранения в «законсервированной обстановке», стекло обычно встречается только в сред-нетретичных и более молодых породах. Стекло изменяется, превращаясь в глинистые минералы, цеолиты и кремнезем. Монтмориллонит и галлуазит образуют колломорфные и червеобразные скопления, которые выполняют пустоты. Стекло может также девитрифицироваться, превращаясь в микрокристаллические агрегаты, напоминающие некоторые кремни; однако микролитовые идиоморфные кристаллы в таких агрегатах являются надежным признаком вулканического происхождения. При полном изменении вулканического пепла может образоваться бентонит, состоящий почти целиком из монтмориллонита. В обнажениях эта разбухающая глина имеет очень характерную трещиноватую чешуйчатую выветрелую поверхность. Цеолиты, осаждающиеся в пустотах (фиг. 7-8) и в виде «рубашки» на структурообразующих зернах, также являются отличительными признаками многих вулканогенно-обломочных песков. Цеолитовые минералы иногда замещают стекло. Кремнезем, освобождающийся при изменении вулканического стекла, может присутствовать в виде халцедонового, и опалового цемента или в виде разобленных жил, линз и желваков. Крестобалит — обычное вторичное образование многих пепловых потоков; он может встречаться и в обломках более крупнозернистых риолитовых пород. Высокотемпературный крестобалит может формироваться во время остывания пеплового потока, тогда как полуаморфная разновидность низкотемпературного крестобалита формируется позже, в процессе диагенеза стекла. Значительные изменения субаэральных вулканогенно-обломочных отложений могут происходить на ранних стадиях их существования и быть связанными с почвообразованием.

Другая характерная черта вулканогенно-обломочных песков, черта, которая в большей степени может считаться динамической особенностью жидкости, чем петрографической характеристикой, обусловлена контрастом плотности между пемзой и шлаком, с одной стороны, и кристаллическим материалом — с другой. Пемза, которая имеет очень низкую плотность, до 0,22, может уплывать на большие расстояния, прежде чем пропитается водой и в конце концов осядет вдали от кристаллического материала, вместе с которым она извергалась. Значительный разброс шлакового материала обусловлен сочетанием его пелагической природы с возможным захватом после осаждения мутьевыми потоками. Из-за своей низкой плотности крупнозернистый пемзовый материал может уноситься мутьевыми потоками далеко и осаждаться вместе с глиной. Если пепел осаждается в пустыне, золотый перенос



Фиг. 7-8. Ломонтит (а), заполняющий пустоты в песчанике группы Блэрмор (мел), Альберта, $\times 100$.

также может быть эффективным механизмом сегрегации: в каждой размерности менее плотная пемза будет уноситься дальше и быстрее, чем кристаллический материал. Внутри единого пеплопадного слоя сортировка в воздушных потоках также может быть причиной заметных изменений размеров зерен и состава от подошвы до кровли пласта.

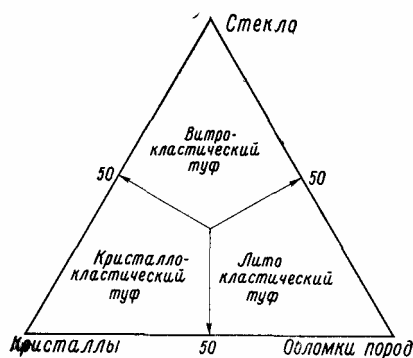
КЛАССИФИКАЦИЯ

Вулканогенно-обломочные пески классифицируются в зависимости от их пирокластического или эрозионного происхождения.

Для песков эрозионного происхождения используется стандартная классификация терригенных пород (фиг 5-3) с добавлением определения «туфовый». Поскольку в вулканических песках обычно преобладают обломки пород, эти пески представлены либо туфовыми лититовыми вакками, либо лититовыми аренидами.

Если пески имели единый источник питания, который в свою очередь получал пирокластический материал из петрологически гомогенной магмы, легко определить состав полевых шпатов [19, 32], так что к названию породы можно прибавить уточняющее определение, например андезитовые туфовые лититовые арениды. Прежде чем давать такое уточняющее состав название, обычно необходимо изучить целый ряд образцов.

Пирокластический материал классифицируется по размерам, составу и происхождению (табл 7-1). Классы размерности заимствованы у Фишера [II], который составил также хороший обзор терминологии.



Фиг. 7-9. Треугольная диаграмма состава туфов.

вулканогенно-обломочных пород [14]. Породы, состоящие из частиц крупнее 2 мм, называются обычно брекчиями. Термины «пепел» и «туф» относятся к материалу мельче 2 мм, первый — к неконсолидированным, второй — к консолидированным осадкам

Для определения состава вначале определяют относительные содержания стекла, обломков пород и кристаллов в туфе, а затем состав кристаллической фракции (фиг. 7-9). Определив количество кварца, количество и типы полевых шпатов, присутствие других кристаллических минералов, содержание кремнезема в присутствующем стекле и другие данные по составу, для того

чтобы назвать породу, пользуются стандартной классификационной схемой для магматических пород [33, 37, 45]. Но так как многие пирокластические породы очень тонкозернисты или стекловаты, может понадобиться химический анализ для расчета вероятного минералогического состава [23]. Рентгенодифракционные или электронно-микроскопические анализы могут потребоваться для установления типа полевых шпатов. Если ни один из перечисленных методов не удастся использовать, то название породе можно дать на основе только тех минералов, которые удастся распознать, даже если они представлены одними фенокристаллами. В последнем случае к названию добавляется приставка «фено». Если удастся уточнить состав породы, ее можно, например, назвать андезитовым литокластическим туфом или витрокластическим фенодацитовым туфом. Что касается материала, поставляемого эрозией, то обычно желательно определять состав по нескольким образцам, прежде чем добавлять к названию определение, уточняющее состав. Хорошее, хотя и краткое введение в петрографию пирокластических пород дано Вильямсом и др. [53].

Таблица 7-1 Классификация пирокластических обломков

Размер	Название породы	Происхождение
Бомбы и глыбы, 64 мм Лапили, 2 мм Пепел или туф ¹	Определяется соотношениями стекла, кристаллов и обломков пород, а также составом кристаллов или химическими анализами	Три типа: <i>ювенильные</i> (возникающие из свежей магмы); <i>акцессорные</i> (вырванные из вулканического нека); <i>случайные</i> (обломки вмещающих пород)

¹ Неуплотненный — пепел, уплотненный — туф

Туфы могут переходить в вулканогенно-обломочные песчаники эрозионного происхождения, в невулканические кварцевые терригенные песчаники или в карбонатные пески. Если терригенный материал преобладает над вулканическим,

эту смесь называют песчаным пеплом, или песчаным кристаллокластическим туфом, или, если в нем содержится ощутимое количество скелетных обломков, например пелагических фо-раминифер, скелетным кристаллокластическим туфом.

Таблица 7-2 Типы магмы и вулканической деятельности
(по Риттману [37], с дополнениями)

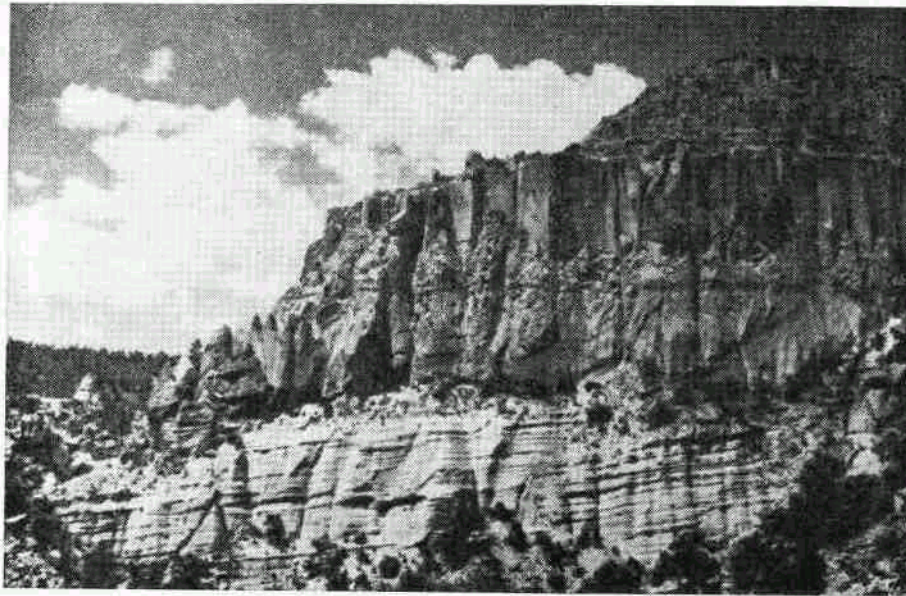
Тип магмы	Количество магмы		Тип вулканической активности
	небольшое	большое	
Очень горячая, текучая, основная	Отдельные потоки	Платобазальты и щитовые вулканы	Эффузивный
Горячая, умеренно текучая основная	Пирокластика и лавовые потоки	Платобазальты, стратовулканические гряды, щитовые вулканы и шлаковые конусы	
			Смешанный
Вязкая, менее горячая средняя	Пемза и шлак	Пеплопады и пепловые потоки из одиночных вулканов и трещин	Эксплозивный
Чрезвычайно вязкая, с большим количеством кристаллов, в основном			

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПЕСКИ

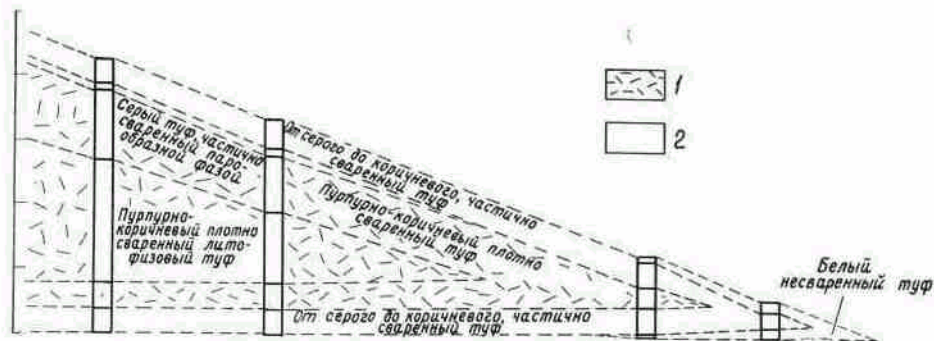
Пирокластика представляет собой самый важный продукт вулканизма на островных дугах и на окраинах континентов. В древних толщах Пирокластика приурочена главным образом к бывшим горным системам. В настоящее время она рассматривается как важная составляющая в процессах растворения коры в мантии в пределах зон суб-дукции, приуроченных к сходящимся коровым плитам, согласно теории глобальной тектоники [21, 7].

Преобладающая часть пирокластических материалов имеет фельзический состав, близкий к риолитовому, но встречаются дацитовый и андезитовый составы; магма, богатая кремнеземом, обладает большей вязкостью и содержит больше газов, чем магма, бедная кремнеземом, и поэтому способствует взрывному вулканизму, а не эффузивному, который характерен для излияний основных платобазальтов (табл. 7-2). Пирокластический материал может слагать на месте агломераты или шлаковые конусы, но может и подниматься высоко в атмосферу, переноситься на значительные расстояния и отлагаться в виде широко распространенных пластов пепла, которые служат хорошими стратиграфическими реперами во многих осадочных бассейнах. Вулканические обломки, поднявшиеся высоко в воздух, могут оседать на суше или в воде. Их выпадение называется пеплопадом. От него отличаются пепловые потоки, материал которых отлагается из горячей, раскаленной турбулентной смеси обломков и газа, взрывно выбрасываемой из трещины, конуса или жерла, и стекающей вниз по поверхности склонов почти так же, как в морских, глубоководных условиях мутьевые потоки. И пеплопады и пепловые потоки могут, конечно, переслаиваться с лавовыми потоками или другими осадками. Хотя пеплопады и пепловые потоки обычно образуются во время одного крупного взрывного извержения, их контрастные особенности требуют раздельного описания.

Пепловые потоки. К синонимам термина «пепловый поток» относятся «пирокластический поток», «игнимбрит», «раскаленное облако» и «песчаный поток». Краткое, но содержательное обсуждение пепловых потоков было дано Арамаки [2]. Эти отложения образуются в резуль-



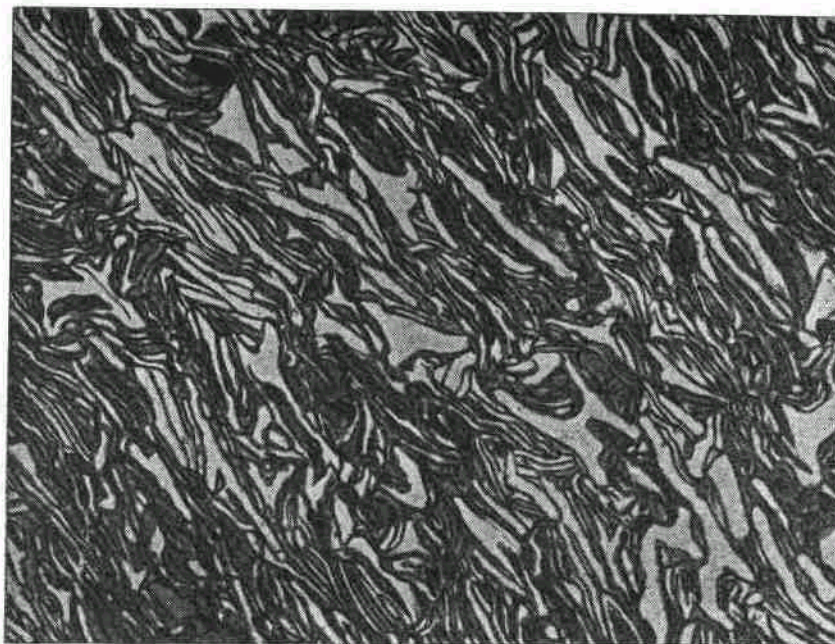
Фиг. 7-10. Две толщи остывания пеплового потока, перекрывающие маломощные белые равномерно слоистые отложения пеплопада, которые в свою очередь перекрываются субаквальными туфогенными песчаниками, сложенными пемзой и пеплом. Плейстоценовый туф Бандельер сверху и плиоценовый туф Перальта (внизу). Бланд-Каньон, Нью-Мексико, США.



Фиг. 7-11. Внутренняя зональность сваренного туфа.

Длина разреза около 8 км. 1 — девитрифицированный туф; 2 — витрокластический туф (по Липману и Кристалсену [26], с изменениями).

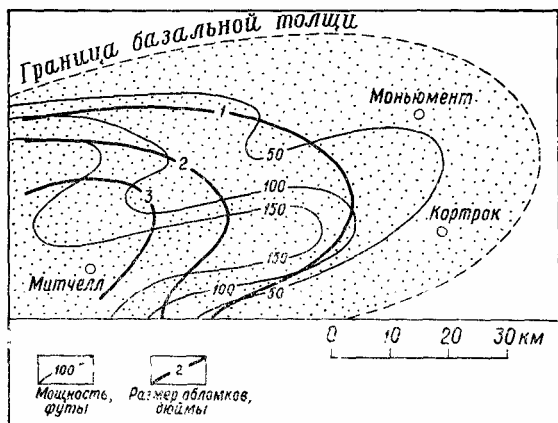
тате катастрофических событий, таких, как образование горячих мутьевых потоков, быстро скатывающихся вниз по склонам со скоростью, вероятно приближающейся к 150 км/час, и обычно заполняющих понижения в рельефе. Температура такой смеси газа и раскаленных частиц колеблется между 550 и 950 °С. Подобные отложения могут протягиваться на расстояние от 30 до 100 км от своих источников. Так как пепловые потоки покрывают земную поверхность, сглаживая ее неровности, они имеют плоские поверхности и переменную мощность. Кроме того, они обычно обладают внутренней зональностью, придающей отложениям слоистый характер (фиг. 7-10). Толщи единого остывания, представляющие собой одиночные импульсы осадконакопления, могут иметь мощность до 100 м, однако чаще она колеблется от 15 до 30 м. Верти-



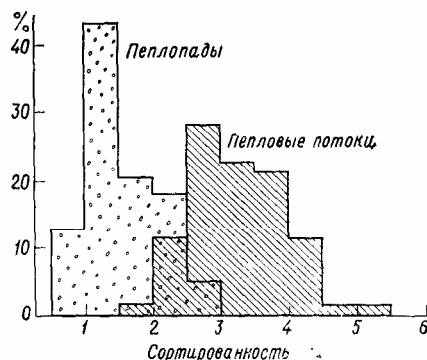
Фиг. 7-12. Сваренный витрокластический туф.
Туф Уолкотт (третичный), Ферри-Холлоу, округ Пауэр, Айдахо, США, $\times 40$.

кальная зональность внутри толщи определяется различием в цвете, плотности и текстуре, которая отражает степень спекания и кристаллизации. Внутренняя зональность (фиг. 7-11) возникает в результате различий в остывании внутренних и внешних частей толщи. По внутреннему строению один пепловый поток может отличаться от другого количеством включений, размером зерен, цветом, особенностями спекания и минеральным составом. Особенно заметны изменения в размере зерен на контактах между потоками. Быстрая аккумуляция раскаленного туфового материала препятствует быстрому рассеянию тепла, так что осколки стекла и обломки пемзы частично или полностью сплавляются или слипаются, образуя сваренный туф (фиг. 7-12). Чем больше степень спекания, тем больше плотность породы. Очень характерными полевыми признаками пепловых потоков являются уплощенные, вытянутые обломки пемзы, в которых можно наблюдать трещины и текстуры растяжения, чешуйчатые текстуры и текстуры вращения, причем все их можно использовать для определения направления переноса материала (фиг. 7-12). В редких случаях движение во время и после спекания не только деформирует отложения, но и создает в них текстуры ламинарного течения. Признаки, указывающие на такое движение, были отмечены Шминке и Суонсоном [44]. Показательно в этом смысле также уменьшение мощности потока вниз по течению по мере удаления от источника. Оно может сопровождаться уменьшением размера обломков (фиг. 7-13). Заметное уменьшение мощности не всегда удается обнаружить, так как для этого, к сожалению, необходимы хорошие обнажения. Сортировка отложений чрезвычайно плоха (фиг. 7-14).

Между пепловыми потоками могут встречаться отложения пепло-падов, грязевых потоков, речные отложения, лавы и почвенные горизонты. Косая слоистость в ассоциирующихся с пеплами речных отложениях



Фиг. 7-13. Мощность и размеры обломков в толщах остывания 1 и 2, игнимбрит Пикчер-Горг (олигоцен — миоцен), восточный Орегон. Размеры обломков определялись в нижних 6 м толщи. Перенос материала слева направо (по Фишеру [15], с изменениями).



Фиг. 7-14. Сортированность отложений 39 голоценовых пеплопадов и 192 пепловых потоков, Япония [35].

и изогнутые вертикальные пустоты в лавах [50] могут помочь в установлении направления течения, так как все континентальные отложения, образованные течениями, контролируются силой тяжести и поэтому по ним можно определять палеоуклон.

Фиск и Манула [17] дали хорошее описание отложений подводных пепловых потоков. Когда эксплозивное извержение происходит глубоко под водой, пирокластический материал быстро охлаждается и оседает на дно, где образует плотные мутьевые потоки. Отложения таких подводных пепловых потоков гораздо лучше сортированы, чем их аналоги на суше, так как большая плотность и вязкость воды уменьшает скорость падения и делает возможным лучшее разделение материала по размерам частиц и плотности. Например, тонкозернистый пепел может уноситься на значительные расстояния во взвеси, а пемза и лапилли всплывают и разносятся поверхностными течениями. В отличие от них кристаллы и обломки пород обнаруживают тенденцию отлагаться первыми и в вертикальном, и в горизонтальном направлениях.

Химический состав вулканогенно-обломочных пород весьма близко соответствует составу исходной магмы (табл. 7-3).

Пеплопады. Отложения пеплопадов являются продуктом эоловой дифференциации материала, в ходе которой частицы, переносимые ветром, разделяются в зависимости от скорости своего падения. Размер и плотность частиц — основные факторы, контролирующие скорость падения. Направление, скорость и турбулентность ветра, так же как и высота, на которую выбрасываются частицы во время извержения, контролируют общий характер выпадения пепла. Очертания пеплопада могут быть грубо симметричными или резко несимметричными и вытянутыми, как на фиг. 7-15. Отложения пеплопадов имеют тенденцию к экспоненциальному уменьшению мощности в направлении ветра и соответствующему уменьшению крупности зерен (фиг. 7-16). В идеальном случае состав, размер зерен и мощность отложений взаимосвязаны и систематически изменяются по направлению ветра. Шейдеггер и Поттер [42] разработали уравнения, связывающие размер зерен и мощность пеплов с расстоянием от источника. Отложения пеплопадов особенно подходят для подобного рода исследований, так как они представляют

Таблица 7-3 Химический состав вулканогенно-обломочных пород

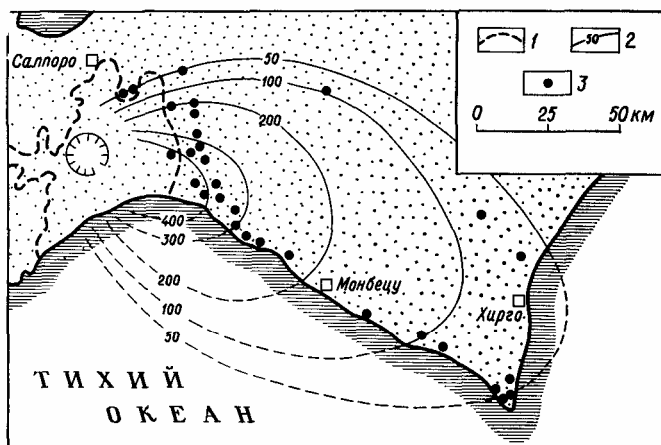
	Ирокластическ ески			Эрозийные s пески	
	Риолитовый туф. Перу [221]	Андезитовая пемза, Япония [54]	Игнимбрит, район Уайхи, Новая Зеландия [46]	Современные реки, Западный Чиуауа, Мексика [120]!	р. Колумбия Орегон, США [52]
SiO ₂	70,81	63,53	75,50	73,50	61,69
MaO ₂	13,12	16,01	13,50	13,30	13,89
PeaO ₂	1,11	2,50	0,35	1,55	3,82
FeO	0,06	2,81	0,20	0,56	2,20
MgO	0,35	1,44	0,20	0,56	2,20
CaO	1,05	4,84	1,30	1,13	3,10
Na ⁺ O	4,92	4,29	4,35	2,34	2,20
K ₂ O	4,20	0,84	3,50	4,01	1,88
H ₂ O ⁺	2,34	2,49	0,45		
H ₂ CO ₃	0,10	0,75	0,45		
CO ₂	0,02	—	—	0,12	—
SO ₂	0,31	—	—	—	—
Cl	1,12	—	—	—	—
F	0,08	—	—	—	—
TiO ₂	0,19	0,75	0,17	0,34	1,03
PaO ₂	0,00	0,16	0,06	0,02	0,25
MnO	0,07	0,07	0,01	0,04	0,11
BaO	0,09	—	—	—	—
	99,94	100,48	100,04	99,27	94,00 ²

¹ См. список литературы к гл. 2. ² Потери при прокаливании 5,99%.

собой одну из самых простых систем осадконакопления в природе — прогрессивное уменьшение турбулентности в направлении ветра без существенных осложнений, обусловленных переработкой материала. Как и в пепловых потоках, постседиментационные изменения обычно значительны, так как им благоприятствуют высокая пористость и тонкозернистость. Хей [18] охарактеризовал изменения отложений пеплопадов в Вест-Индии. В результате этих изменений докайнозойские отложения пеплопадов почти всегда превращены в бентонит и состоят главным образом из монтмориллонита. Окремнение обычно локализуется на границах бентонитовых тел. Для отложений пеплопадов характерны хорошая и очень хорошая сортировка (фиг. 7-14) и четкая слоистость (фиг. 7-10 и 7-17). В отличие от пепловых потоков, распространение которых ограничено подвижными поясами, большие количества пепла могут переноситься по воздуху на значительные расстояния и отлагаться на стабильных платформах либо на суше, либо в воде. Они были отмечены в геологических разрезах континентов на площади от $7,8 \cdot 10^5$ км² до $10,4 \cdot 10^5$ км², [38].

В табл. 7-4 дана сводка отличительных признаков пепловых потоков и пеплопадов.

Промежуточное положение между отложениями пеплопадов и игнимбритами занимают *отложения основной волны*, охарактеризованные



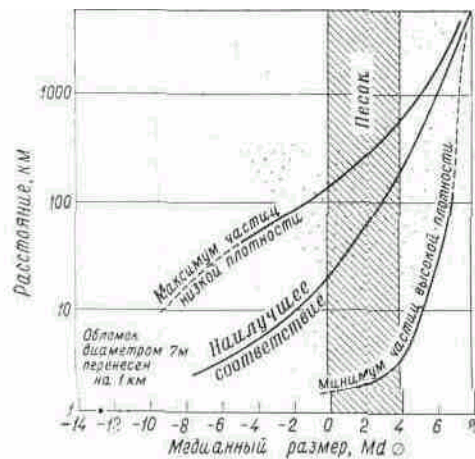
Фиг. 7-15. Уменьшение мощности и размера зерен пеплопада в направлении ветра (по Кацуи [24], с изменениями).
1 — граница пеплового потока; 2 — мощность отложений пеплопада, см; 3 — точки отбора образцов.

Муром [34] и Фишером и Уотерсом [16]. Грязь, пепловые лапилли и глыбы могут переноситься основной волной с огромной скоростью; в результате образуются отложения с хорошо выраженной слоистостью, обломки оседают далеко за пределами траекторий выброса. Иногда образуются антидюны. Нагруженные обломками облака порождаются крупными, неглубокими фреатическими эксплозивными извержениями. Фишер и Уотерс предполагают, что они могут играть значительную роль в осадконакоплении на Луне.

ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ ЭРОЗИОННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Пирокластика и лавы являются важными источниками терригенного обломочного материала во многих подвижных поясах. Этот материал может накапливаться на прибрежных равнинах, пляжах и мелководных морских шельфах, а может и уноситься в глубоководные бассейны турбидитовыми потоками. Проследим более или менее детально этот перенос материала в море, начиная с момента выпадения пепла на сушу.

Растительный покров разрушается, в результате чего плоскостной смыв и рост эрозионных борозд и оврагов значительно ускоряются, нарушая равновесие склонов. Увеличившийся сток может затем значительно усилить русловую эрозию в верховьях речной сети (фиг. 7-18). Разрушение растительного покрова обычно сопровождается оползнями и таким образом увеличивает поступление рыхлого материала на днища долин. В такой обстановке сильный дождь может вызвать снос огромного количества рыхлого обломочного материала. Уолдрон [49] сделал великолепный отчет об эрозии и переносе вулканического материала-



Фиг. 7-16. Размеры зерен и расстояния переноса по воздуху.

Менее плотные частицы переносятся дальше, чем более плотные частицы того же размера, из-за их меньшей скорости падения (по Фишеру [13], с изменениями).

ла вслед за пеплопадом и сильным дождем на территории центральной части Коста-Рики. Грязевые потоки, содержавшие, вероятно, около 35% твердого материала, возникая в верховьях, быстро распространялись вниз по течению, перекрывая нижние отрезки долин мощными, плохо сортированными валунными отложениями (фиг. 7-18). Сортированность этих отложений грязевых потоков составляла в среднем 3,1 (р, колеблясь от 2,6 до 4,0 ср. Были установлены и древние аналоги таких отложений [1, 43] Огромные количества песка, алеврита и глины транспортировались вниз по течению и формировали отложения прибрежных равнин,



Фиг. 7-17. Пемза четвертичного пеплопада, район Тампо, Новая Зеландия.

Обратите внимание на совершенную слоистость и ее параллельность рельефу, за исключением несогласия близ основания.

Таблица 7-4 Отличительные признаки пепловых потоков и пеплопадов

	ПеплоЕые потоки	Пеплопады
Текста ры	Обычно неслоистые, но могут иметь «говячие» текствбы тече ния, следы сваривания и фума-рол Столбчатые текстуры в некоторых зонах	Хорошо выраженная горизон тальная слоистость
Размеры частиц и их градиенты	Уменьшение размеров облом ков обычно прослеживается в направлении падения Большин ство частиц мельче 4 мм	Обычно мельче, чем в пепловых потоках Большие горизонталь ные градиенты, иногда замет на вертикальная градация
Сортированность	Очень плохо сортированы, зна чительные вариации внутри об нажении Заметные «хвосты» на обоих концах Гранулометри-ческой кривой	Хорошая сортированность Не большие вариации внутри обна жении «Хвост» только на юп-ком конце кривой
Геометрические формы	Вытянутые формы, контроли-рующиеся основными пониже ниями рельефа. Плоская по верхность	Обширные плащеобразные и согласные покровы на поверх ности накопления
Мощность и протяжен ность	Вблизи от источника могут иметь мощность, превышающую несколько сотен футов, и про гягиваться от него на 30— 30 км	Мощность обычно несколько футов или меньше, но экспо ненциально увеличивается на встречу направлению ветра, редко превышает 6 м. Мо гут протягиваться на несколько сотен миль в виде очень мало мощных тел
Петрология	Сваривание так же, обычно как и стекловатый цемент (если он не девитрифицирован) Много сваренной и деформированной пемзы Девитрифицированные осколки имеют аксиолитовую структуру Кристобалит	Сваривание редко

а оттуда выносились на береговые линии и на шельфы С этими отложениями обычно ассоциируются пепловые отложения и лавовые потоки. Там, где они переслаиваются с лавами, имеется возможность сравнивать палеоуклоны, определенные по пескам и по лавам [41]. Вулканический материал может широко разноситься по морским шельфам, как это происходило в меловом периоде на высоких равнинах Северной Америки.

За пределами шельфа вулканический материал сносится в глубоководные бассейны турбидитными потоками. Подушечные лавы, возникающие при подводных извержениях, могут переслаиваться с турбидитами. На основе стратиграфического положения сравнения показателей преломления и радиоуглеродных определений возраста вулканическое стекло из голоценового глубоководного пеплового турбидита на северо-востоке Тихого океана было сопоставлено с континентальными пепло-выми отложениями, образованными в результате того же катастрофического извержения 6600 лет назад [36] Желоба, связанные с вулканическими островными длгами, должны были бы в первую очередь заполняться турбидитами, богатыми вулканогенно-обломочным материа-лом, однако в современных желобах такое заполнение отсутствует; они скорее примечательны тем, что содержат лишь относительно маломощ-



Фиг. 7-18. Ускоренный русловой размыв в водотоке верховьев (*вверху*), вызвавший грязевой поток в долине (*внизу*) после извержения и последующего сильного дождя в центральной Коста-Рике [49].

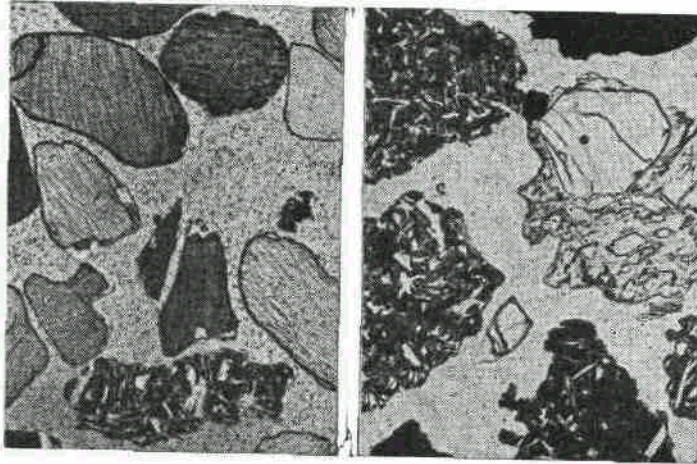
Таблица 7-5 Модальный состав вулканогенно-обломочных пород эрозионного происхождения

Отложения	g	§§	h	0	Я EE	S	i S'.
	&	ё§	s§	5	е	в	w m
Современный речной песок, река Рио-Тигуака, западный Чиуауа [120] Река протекает в горном районе, сложенном риолитовыми туфами	Содержание тяжелых минералов (f 11 %)	19	14	35	17	4	^ ^
Формация Гейдан (верхнетретичная), юго-восточный Техас [29]	Маломощный аллювий с известковым цементом Цемент опаловый	47	25	19	—	2	34
Формация Каррабубула, Новый Южный Уэльс [51]	Грубозернистый риолитовый витро-кристаллокластический туф Андезитовый кристалло-витрокластический туф	11	27	17	—	45	—
Группа Парри (девон — карбон), Новый Южный Уэльс [4]	Мощность отложения 5520 м, 4% тяжелых минералов Структурообразующие зерна	1	19	65	—	7	5
Формация Ампука (эоцен), Орегон [8]	7% акцессорных минералов, главным образом слюды и тяжелых минералов. В матрице — стекло. Среднее из 10 анализов	—	35	47	—	14	—
Песчаник Напере и Оука (миоцен), Новая Гвинея [9]	9 и 11% темноцветных минералов в структурообразующих зернах Мощные морские турбидиты	33	17	29	—	14	—
		—	31	7	—	51	—
		—	24	31	—	36	—

ные осадки. Исходя из глобальной тектоники плит, это можно объяснить тем, что такие желоба являются местами опускания коры в мантию, так что любые осадки в желобе постоянно разрушаются [21].

Богатые вулканическим материалом, глубоководные морские турбидиты имеют больше возможностей по сравнению с континентальными отложениями избежать субаэральной эрозии и сохраниться. Они довольно хорошо известны в мезозойских и более молодых впадинах Тихоокеанского кольца.

По своим геометрическим формам, лититовым ассоциациям обломков пород и осадочным текстурам отложения, богатые вулканическим материалом, ничем не отличаются от обычных терригенных субаквальных отложений. Петрографически вулканогенно-обломочные пески эрозионного происхождения могут, однако, быть минералогически очень незрелыми (табл. 7-5) и очень изменчивыми: материал из различных вулканических источников может смешиваться между собой и с невулканическим обломочным материалом. Кроме того, сортировка и дифференциальное истирание (уничтожение стекла и обломков афанитовых пород в водных потоках или на пляжах) особенно эффективны при образовании первоклассных песчаных россыпей (фиг. 7-19). Однако, как



Фиг. 7-19. Оливиновый зеленый песок с пляжа (слева) и пемзовый песок со склонов вулкана (справа).

Пемзовый песок является источником питания для оливинового песка. Дифференциальная сортировка на пляже создает концентрацию оливины (Гавайи, США); микрофото.

правило, вулканогенные пески эрозионного происхождения отличаются обилием обломков горных пород, диагенетических минералов и глинистого матрикса, в основном тоже диагенетического происхождения. Развитие почвы на континентальных отложениях может быть особенно важным фактором, ускоряющим этот диагенез [29]. Диагенетическое происхождение цеолитов, которые хорошо представлены во многих вулканогенно-обломочных отложениях, частично связано с выветриванием (гл. 10). Обычно кремнезем, освобождающийся при превращении стекла в глинистые минералы и цеолиты, образует опаловый и халцедоновый цемент и конкреции и вызывает окремнение органических обломков, таких, как погребенная древесина. Цемент, представленный карбонатом кальция, также может играть существенную роль в песчаниках, оогатых вулканическим материалом. Химический состав вулканогенно-обломочных пород зависит от состава исходных пород, от количества и характера невулканических примесей и от природы цементирующих агентов. Химический состав эрозионных вулканогенно-обломочных пород как группы, вероятно, более изменчив, чем состав пирокластических пород (табл. 7-3).

РАЗЛИЧИЯ МЕЖДУ ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫМИ ПЕСКАМИ

Насколько успешно можно различать разные вулканогенно-обломочные пески? Как, например, отличить субаэральный пеплопад от пепла, выпадающего в стоячий водоем? Возможности этого многочисленны, но критерии разделения еще плохо изучены в какой-то степени из-за недостаточности седиментологических исследований.

Изучение осадочных текстур, слоистости, литологических ассоциаций, структур и минералогии необходимо здесь в той же степени, как и для установления обстановок осадконакопления терригенных песчаников. Одни и те же общие свойства, проявившиеся несколько иным образом, помогают отличать пепловые потоки от пеплопадов (табл. 7-4) и пеплопады от аллювиальных отложений, образовавшихся за их счет. Так, эрозионный базальный контакт, косая слоистость, текстуры аз-мыва и заполнения, вероятное присутствие по крайней мере небольшого количества невулканических обломков и худшая сортированность — все это может помочь в выделении аллювиальных отложений, образованных размывом пеплопада, так как отложения самого пеплопада имеют ровную, выдержанную в горизонтальном направлении градиацион-

H}K) слоистость, в основном параллельную их горизонтальному или наклонному базальному контакту. При анализе древних вулканогенно-обломочных отложений решающую роль обычно играет изучение литологии всей ассоциации пород. Например, Фиск и Мацуда [17] главными критериями отличия подводных пепловых потоков от наземных в мощной миоценовой эвгеосинклинали Японии считают переслаивание вулканогенно-обломочных турбидитов и наличие редкой морской ископаемой фауны.

ОБЛАСТИ ПИТАНИЯ

Минералогическая незрелость вулканогенно-обломочных песков -позволяет проводить детальное петрографическое картирование осадочного заполнения эвгеосинклинали и примыкающих к ним платформ. Ареалы рассеяния вулканического материала обычно выходят за пределы отдельных обстановок осадконакопления в бассейне, так что детальное систематическое петрографическое картирование служит основой для реконструкции тектонической эволюции областей питания.

Рассмотрим для примера какую-нибудь раннемезозойскую или более древнюю эвгеосинклинали, области питания которой не установлены или установлены не полностью по данным региональной геологии. Как подчеркивалось многими, объем выполнения эвгеосинклинали обычно настолько велик, что свидетельствует о разрушении значительной части областей ее питания в результате эрозии. Таким образом, несмотря на то что в настоящее время в области питания может располагаться гранодиоритовый батолит, прежде эта область могла быть полностью перекрыта связанными с ним вулканическими породами. Поэтому, если можно установить, например, картированием палеотечений и изучением фаций, что область питания оставалась географически на одном и том же месте, значит летопись большей части ее магматической истории отражена, но в перевернутом виде в осадочном разрезе эвгеосинклинали. Поскольку циклы магматической деятельности могут охватывать несколько геологических периодов, тщательное петрографическое изучение седиментологами обломочного заполнения эвгеосинклинали может помочь в решении таких крупных геологических проблем, как, например, направление эволюции магматизма островных дуг. Хорошим примером рациональности применения осадочной петрографии служит сводка Диккинсона [6], освещающая эволюцию известково-щелочных пород некоторых участков мезозойской эвгеосинклинали на западе Северной Америки. В таких толщах может, например, наблюдаться переход от ранних, богатых вулканическим материалом песчаников к аркозам, располагающимся выше по разрезу и появившимся после того, как вулканическая надстройка батолита была удалена эрозией и обнажились граниты. Вариации количества и типов обломков пород, изменяющиеся соотношения типов плагиоклазов, отношение количества плагиоклазов к содержанию всех полевых шпатов, общее содержание кварца — все эти элементы строения каркаса породы являются теми основными характеристиками, которые можно использовать.

Классическая точка зрения выделяет три главные фазы вулканической деятельности в орогенных поясах. Вначале, на ранней стадии эвгеосинклинали развития, происходят офиолитовые извержения и внедрение основных и ультраосновных интрузий, что ведет к широкому развитию ассоциации подушечных лав и турбидитных граувакк. Затем следуют палингенез и поднятия, которые вызывают появление гранитных интрузий на глубине и андезитовых и риолитовых лав и пирокла-стики на поверхности. Большая часть этого вулканического материала

может быть пирокластической. Сопровождающее молассовое осадкона-копление может распространяться и на стабильный кратон, как это происходило в меловом периоде на высоких равнинах Северной Америки [30], или примыкать к глубоким трогам, так что стекающие в них мутьевые потоки могут нести большое количество вулканогенно-обломочного материала. Посторогенная фаза, являющаяся реакцией коры на глубинное региональное растяжение, вызывает извержение огромных количеств базальтовой магмы в виде платобазальтов.

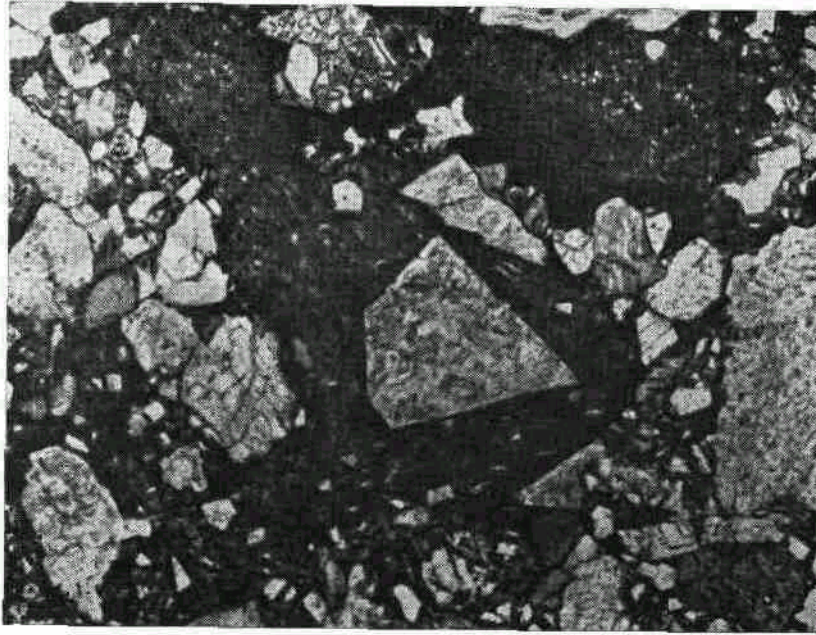
Эта последовательность принята многими исследователями, хотя и не без существенных исключений. Например, на западе Северной Америки ранний вулканизм был андезитовым, а не основным [5]. И конечно, не везде цикл завершается платобазальтами. Приходится признать, что до полного согласия относительно взаимоотношений между вулканизмом и тектоническими циклами еще далеко, так что сводки, подобные тем, которые даны Обуэном [3] и Малеевым [27], следует рассматривать как предварительные итоги проводящихся работ. Революция в представлениях о происхождении и развитии вулканической и тектонической деятельности, пришедшая вместе с представлениями глобальной тектоники плит, предлагает новые взгляды, отличающиеся от классических представлений, приведенных выше. Проблема соотношения движения плит и эволюции геосинклиналей, тектоники и магматизма в настоящее время только ставится [7]. Тщательное петрографическое картирование, проводимое петрологами-седиментологами, может внести существенный вклад в понимание тенденций магматической эволюции эвгеосинклиналей, так как только осадочный разрез эвгеосинклиналей содержит полную летопись событий.

ИЗБРАННЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОПИСАНИЯ

Формация Джудит-Фанси (мел). Порт-Стар, северный берег острова Сент-Круа, Виргинские острова.

Геологическая обстановка. Быстро опускающийся, вытянутый геосинклинальный трог с интенсивным развитием вулканизма. Формация имеет мощность около 5000 м и состоит преимущественно из туфогенных песчаников и туфов с подчиненными количествами аргиллитов, конгломератов, известняков и лав. Градационная слоистость, оползни и отпечатки нагрузки.

Описание. Среднезернистая (отер = 1,1), очень плохо сортированная ($S(p)=2,2$) туфогенная вакка (фиг. 7-20). Минералогически очень сложная и незрелая. Очень плохо скатанные, почти изометричные обломки вулканических пород в микрокристаллическом матриксе, содержащем фенокристы преимущественно плагиоклазов. Структурообразующие зерна породы почти наполовину представлены ортоклазом и темноцветными минералами. В некоторых обломках пород обнаруживается плохо выраженная текстура течения; другие, по-видимому, представляют собой перекристаллизованное стекло. Фенокристы присутствуют в виде отдельных кристаллов и обломков. Большая часть плагиоклазов представлена андезином (Ab55-45), возможно, некоторые более натровые (Abases). Главные темноцветные минералы: несколько разновидностей роговой обманки, авгит и диопсид. Вместе они составляют около 13% песчаника. Присутствуют следы кварца. Темноцветный скрытокристаллический материал, вероятно девитрифицированное стекло, образует часть матрикса вместе с очень тонкозернистыми первичными и вторичными минералами. Матрикс хорошо заметен, так как составляет около 16% песчаника. Широко развито замещение микрокристаллической основной массы, матрикса, и темноцветных минералов эпидотом, хлори-



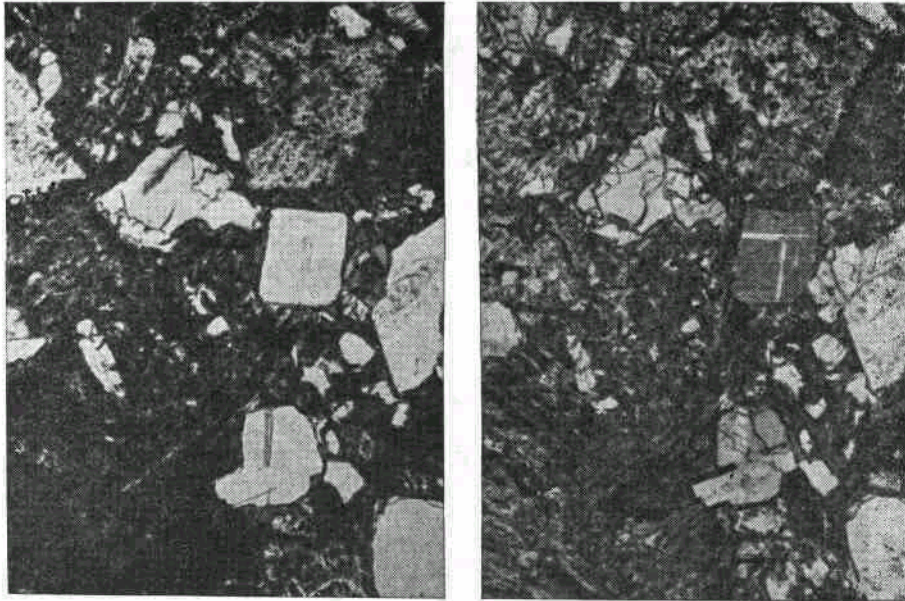
Фиг. 7-20. Формация Джудит-Фанси (мел), Виргинские острова.
Обратите внимание на плохую сортированность и трудность отличия обломочного матрикса от обломков вулканических пород, $\times 35$.

том и, вероятно, серицитом и глинистыми минералами. Многие полевые шпаты также изменены. Присутствует также некоторое количество вторичного магнетита. Подсчет зерен затруднен, так как трудно разделить обломки вулканических пород, матрикс и отдельные фенокристы.

Интерпретация. Плохо сортированные, почти изометричные угловатые обломки пород, неабрадированные обломки фенокристов без следов истирания, обильный матрикс и градационная слоистость, присутствие прослоев известняков свидетельствуют об отложении в морском бассейне из мутьевых потоков. Отсутствие пемзы, наличие полуокатанных и изометричных обломков породы свидетельствуют против накопления отложений в виде пеплопада на суше. Вместо этого мутьевые потоки сносили пепел, первоначально отлагавшийся, возможно, на узком нестабильном шельфе, в быстро погружающийся глубоководный бассейн. Большая часть пепла, по-видимому, имела андезитовый состав. Широко развитым постседиментационным изменениям и замещениям первичных минералов благоприятствовало изобилие тонкозернистых нестабильных минералов матрикса. См. также Whetten J. T., Geology of St. Croix, U. S. Virgin Islands, in: Hess H. H., ed., Caribbean geological investigations, Geol. Soc. Am. Mem., 98, 179—239—239, 1966.

Формация Токива (нижний миоцен). Разрез в туннеле, район Фуд-зигава, остров Хонсю, Япония.

Геологическая обстановка. Мощная (9—15 тыс. м) толща вулканогенно-обломочных пород с прослоями аргиллитов, содержащих ископаемую фауну, заполняет глубоководный трог (Фосса-Магна). Некоторые из песчаных тел, по-видимому, представляют собой отдельные градационные пласты мощностью более 30 м. Фораминиферы из аргиллитов позволяют предполагать глубины 150—500 м, соответствующие кр!жу^ 41аг.ти ,кпдт,инер.тальня1у ^кяпнл злУ ^телли/да лклопают ^ себя прослой песков.



Фиг. 7-21. Отложения формации Токива (миоцен), Япония. Скращенные (слева) и частично скращенные (справа) никели. Обратите внимание на большое количество стекла, $\times 25$.

Описание Очень грхбозернистый ($tф=0,50$), очень плохо ^орти рованный ($5ср=2,4$) пемзовый дацитовый лапиллиевый туф с девитрифицированным стеклом и матриком (фиг 7-21) Идиоморфные и с^бидио-морфные кристачлы (примерно 18% породы) мало измененных полевых шпатов представлены павным образом плагиоклазами Независимо от размера кристаллов плагиоклазы необычно гомогенны и имеют состав АП44-48, т е кальциевого андезина Около 20% полевых шпатов зо нальны, иногда зональность очень ярко выражена Кварц прислт^твляет в небольших количествах в виде свежих угловатых монокристаллических зерен Ни полевые шпаты, ни кварц не обнаруживают признаков окатанности Обломки пемзы преобладают и вместе с девитрифицированным стек-ном составляют почти 50% песка Вторичные минералы представлены небольшими количествами серпентина и сидерита, причем последний возможно, связан с выветриванием в условиях поверхности Халцедон присутствует в небольшом количестве в виде цемента

Интерпретация Как и во многих других случаях, для пол^ченич максимума информации из прозрачных шлифов необходимы набчюдения в поле Мощные, массивные тела градационных песчаников в морском разрезе проще всего интерпретировать как результат подводных морских эксплозивных извержений дацитовых лапиллеи и пепла Толщина даже самых мощных градационных слоев нормальных т^рбидитов не превосходит 5—8 м Самое веское доказательство вулканического происхождения, полученное при изучении прозрачных шлифов, — это высокое содержание пемзы, более 50% Гомогенность состава тагио-клавов также оказывает на единый магматический источник обломков а для отложений м^твевого потока, питающегося с края шельфа были бы характерны вулканические обломки смешанного происхождения Таким образом, отложения интерпретируются как подводный сшалог пеплового потока — подводный столб извержения был превращен в мутьевой поток См также *Fiske R S , Matsuda T, Submarine equiva-*



Фиг. 7-22. Голоценовый пляжевый песок, Тенерифе, Канарские острова.
Обратите внимание на великолепную сортированность, Никели частично скрещены, $\times 100$.

lents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. Am. Journ. Sci., 268 76—106, 1964

Голоценовый отвердевший пляжевый песок. Плайя-дель-Медано Тенерифе, Канарские острова, Испания.

Описание обнажения. Небольшая бухта на аридной подветренной стороне стратовулкана Пико-Тейде высотой 3713 м. Короткие, с резкими перепадами сезонные водотоки, выносящие обломочный материал на берег.

Описание пород. Тонкозернистый (тер =2,05), хорошо сортированный (5ср=0,48), слабо сцементированный лититовый аренит (фиг. 7-22) Полуокатанные и скатанные обломки вулканических пород слагают около 80% структурообразующих зерен породы. Многие из этих зерен имеют хорошо выраженную трахитовую структуру с удлиненными полевыми шпатами в тонкозернистом, преимущественно стекловатом мат-риксе. Небольшие непрозрачные включения, вероятно магнетитовые, характерны для многих зерен. Около 15% этих обломков имеют непрозрачную основную массу из базальтового стекла. Угловатые зерна полевых шпатов составляют 9% структурообразующих зерен породы и состоят наполовину из плагиоклазов и наполовину из санидина. Тип плагиоклаза трудно определить, хотя несколько зерен имеет олигоклаз-андезиновый состав. Угловатые зерна кварца составляют 5% породы:

кварц свежий, полностью монокристаллический. Роговая обманка, авгит и обломочный карбонат, представленный главным образом обломками ископаемых организмов, хорошо заметны в породе, хотя составляют только около одного процента. Цементация зачаточная, представлена каемками лучистых двупреломляющих скаленоэдров от 4 до 10 мкм,

вероятно кальцитовых. Халцедон, заполняющий некоторые породы, отлагался после кальцита.

Интерпретация. Хорошо сортированный структурообразующий материал породы и обломки ископаемых организмов указывают на морское происхождение песка, возможно на его принадлежность к пляже-вой фации, хотя о последнем нельзя судить по одним прозрачным шлифам. Очевидно, источником питания были в основном вулканические породы, в частности базальты, что подтверждается наличием роговой обманки и авгита. Монокристаллический угловатый, ненапряженный кварц также указывает на фельзический вулканический источник. Что же касается состава плагиоклазов, то, поскольку этот песок хорошо отсортирован в условиях пляжа и содержит как кварц, так и шлак, использовать состав плагиоклазов для определения типов вулканических пород было бы нецелесообразным. В действительности породы активных вулканов Тенерифе изменяются от гиалоандезитов и гиалотрахитов до оливиновых базальтов. См. также *Van Padang, Neumann M., and others, Catalogue of the active volcanoes of the world and solfatara fields, Part 21, Atlantic Ocean: Naples and Rome, Intern. Assoc. of Volcanology, 128 p., 1967.*

СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ

В этот словарь включены некоторые термины, используемые для описания и интерпретации вулканогенно-обломочных и связанных с ними пород.

Агломера! (agglomerate) — отложения, состоящие из вулканических бомб (материал крупнее 64 мм), которые отвердевали в основном в полете.

Аксиолитовая текстура (axiolitic structure) — тонкое линейное срастание кристобалита и полевого шпата, которое развивается при девитрификации осколков стекла. Длинные оси кристаллов перпендикулярны границам осколков. Росс и Смит [40] считают, что аксиолитовая структура наблюдается только в отложениях пепловых потоков.

Бомба (bomb) — обломки крупнее 64 мм, выброшенные из вулкана в расплавленном состоянии.

Витрокластическая структура (vitroclastic texture) — типичная обломочная структура богатых стеклом вулканических пород с большим количеством осколков стекла.

Гиалопилитовая структура (hyalopilitic texture) — сетка беспорядочно ориентированных микролитов с интерстициальным стеклом.

Грязевой поток (debris flow) — чаще всего синоним термина *mud flow* (также грязевой поток), но некоторые авторы ограничивают его значение, подразумевая только быстро стекающий поток высокой плотности. Обычно содержит большое количество крупных обломков.

Игимбриг (ingimbrite) — туфогенная порода кислого состава, возникающая в результате эксплозивных извержений типа «раскаленного облака» [28].

Кальдера типа Кракатау (krakatoan caldera) — обрушившийся кратер, образованный в результате быстрого выброса большого объема пемзового пепла (пеплопад и особенно пемзовые потоки).

Ланилли (lapilli) — пирокластический материал размером от 2 до 64 мм.

Лахар (lahar) — грязевой поток, возникающий на склонах вулкана и состоящий из обломочного материала вулканического происхождения.

Офиолит (orphiolite) — комплексы темно-зеленых основных экструзивных пород. В общем, то же самое, что и зеленокаменные породы. Чаще всего формируются подводными извержениями и ассоциируют с радиоляриевыми кремнистыми сланцами.

Пемза (pumice) — весьма пузырьчатое вулканическое стекло. Пористость обычно превышает 50%. Выражаясь образно, — пена вулканического стекла.

Пемзовый поток (pumice flow) — пирокластический поток, состоящий из пемзы. Практически то же, что и пепловый поток некоторых авторов.

Пепловый поток (ash flow) — турбулентная смесь газа и пирокластического материала, имеющая высокую температуру и быстро спускающаяся по склону после эксплозивного извержения из кратера или трещины. То же, что пирокластический поток [40].

Пеплопад (ash fall) — вулканический обломочный материал, выпадающий под действием силы тяжести из воздуха на сушу или в воду.

Перлитовая текстура (perlitic structure) — концентрическая, как на луковице, отдельность в стекле, возникающая в результате гидратации и расслаивания обсидиана [39].

Пилотакситовая структура (pilotaxitic texture) — основная масса вулканической породы с сетью слабо ориентированных микролитов. Стекло может присутствовать в ячейках сети кристаллов.

Пирокластический поток (pyroclastic flow) — пепловый и песчаный поток.

Раскаленное облако (nuee ardente) — Эксплозивное извержение из вулкана или трещины создает перекрывающие пыльные облака и базальный поток горячего рыхлого материала [25].

Сваренный туф (welded tuff) — туф, который аккумулируется настолько быстро, что его тепло не рассеивается и обломки оказываются настолько пластичными, что спекаются вместе или в некоторых случаях расплавляются и образуют различные типы структур течения.

Сидеромелан (sideromelane) — базальтовое стекло.

Тефра (tefpa) — вулканический материал любой размерности, переносимый из кратера по воздуху [47].

Трахитовая структура (trachytic texture) — структура течения, определяющаяся удлиненными зернами щелочного полевого шпата в тонкозернистой основной массе.

Туфобрекчия (tuff-breccia) — брекчия вулканического происхождения с обильной туфовой вмещающей массой.

Туфолава (ash flow tuff) — отвердевшие отложения пепловых потоков.

Флюидальная структура (fluidal texture) — структура течения в афанитовых породах.

Шлак (scoria) — пемза основного состава, имеющая поэтому темно-коричневый или черный цвет.

ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕСКОВ И ПЕСЧАНИКОВ

В предыдущих частях книги мы обосновали принципы петрографического подхода к изучению песков и песчаников, В третьей части мы переходим к общему рассмотрению формирования песчаников с точки зрения самого процесса, т. е. к выяснению вопроса, откуда появляются пески, что известно о гидравлике их переноса, отложении и деформациях мягкого осадка и, наконец, каким образом песок превращается в окаменелый песчаник. В отличие от первой и второй частей, которые посвящены в основном геологии, в трех главах части III рассмотрены проблемы механики жидкостей, прикладной гидравлики, химии растворов и термодинамики. Эта часть книги, пожалуй, в большей степени, чем любая другая, убеждает нас в том, что поиск фундаментального объяснения этих проблем выходит далеко за пределы собственно геологии. Часть III представляет интерес для специалистов-седи-ментологов в их поисках решения проблем геологии и должна привести их к более глубокому изучению смежных наук. Нам бы также хотелось надеяться, что эта часть заинтересует ученых других областей науки и привлечет их внимание к нашей постановке проблемы образования песка и песчаника.

ПЕСКА**ВВЕДЕНИЕ**

В данной главе мы рассматриваем два вопроса: первый касается процесса образования песка, а второй источника материала, или места его образования. В первом случае мы хотим знать, какие процессы обуславливают образование песка, как возникают песчаные зерна, а во втором — каковы исходные породы и где располагались области питания. Следует полагать, что большая часть информации, необходимой для ответа на эти вопросы, может быть получена в результате изучения самого песка или включающей его формации. О каждой песчинке можно спросить: как она образовалась и откуда она?— вот вкратце содержание этой главы.

Решение вопроса об областях питания важно для нас по целому ряду причин. Прежде всего это чрезвычайно расширит наши знания в области палеогеографии. Кроме того, мы сможем проследить перемещение материала и таким образом получить данные о палеопотоках и палеорельефе.

Этот вопрос важен и с практической стороны: изучение минералогии современных речных и прибрежных песков может привести к обнаружению ценных минералов, например хромита и золота, в таком случае распознавание источника сноса позволит более рационально вести поиск коренных месторождений. Для того чтобы проследить движение песков, к ним следует в качестве трасера добавить какой-либо чужеродный минерал, можно также окрашенный или радиоактивный песок [7, 45, 47]. Это представляет интерес для изучения перемещения берегов, что имеет большое значение при решении инженерных задач. Если источник известен, то схема переноса выявляется путем систематического отбора образцов. Допустимо также полагать, что существует связь между источниками материалов и пористостью песков. Пески, образованные за счет гранитов, могут быть более пористыми, чем те, в которых много обломков аргиллитовых пород, поскольку последние имеют тенденцию расплющиваться и «затекать» в поры, что создает барьер для движения растворов и приводит к сокращению емкости порового пространства.

КАК ОБРАЗУЕТСЯ ПЕСОК

Песок, в самом широком смысле слова, представляет собой любой несцементированный зернистый материал, размер частиц которого находится в некоторых общепринятых пределах. Этот материал может подвергаться переносу потоками, сортировке, может накапливаться в виде стратифицированных отложений с горизонтальной косою и града-ционной слоистостью и взаимопереходами этой слоистости как по ла-терали, так и по вертикали. Такие отложения могут иметь весьма различное происхождение (фиг. 8-1). Сюда относятся обломочные кварце-



Фиг. 8-1. Процессы образования песка.

вые и полевошпатовые пески, базальтовые дюнные пески Мозес-Лейк в штате Вашингтон, гипсовые дюнные пески Персидского залива и района Уайт-Сандс в Нью-Мексико, зеленые пески, богатые глауконитом, известковые оолитовые пески типа распространенных на Багамских островах, калькаренины из обломков раковин и даже «глиняные дюны» района Корпус-Кристи в Техасе. Все эти отложения по размерности слагающих их обломков соответствуют песку, являются механически перенесенными, строение их определяется песчаными зернами, однако следует подчеркнуть, что эти породы образовались совершенно различными путями и их распространенность в геологических разрезах не одинакова.

По-видимому, к обособлению зерен песчаной размерности и формированию песка приводят пять основных процессов. 1) выветривание, включающее дезинтеграцию и разложение; 2) эксплозивный вулканизм (пирокластический материал); 3) дробление при движении горных пород (катакластический материал) и при ударах; 4) пеллетизация, или образование сгустков, и 5) осаждение из раствора, как химическое, так и биохимическое. Процессы, которые связаны с выветриванием, названы *эпикластическими*. Один из этих процессов—разрушение, дезинтеграция, первичной породы без значительного химического разложения или при полном отсутствии его. В определенных условиях имеет место обособление зерен породы при колебаниях температуры, вымораживании или при гидратации, в результате чего порода распадается и превращается в массу свободных зерен. Такая деструкция грубозернистых плутонических пород приводит к образованию остаточного песка, получившего название «дресва».

Другим процессом является химическое разложение породы, которое может также приводить к образованию песка или по крайней мере продуцировать значительные количества песчаной фракции. Вероятно, процесс такого разложения кварцсодержащих плутонических пород приводит к образованию главной массы кварцевых песков. При этом большая часть породы, главным образом полевошпат, превращается в тонкозернистый, глинистой размерности материал, из которого освобождаются и накапливаются при движении потоков инертные неразложившиеся кварцевые зерна песчаной размерности.

Песчаный материал может образоваться при ударном воздействии, однако обычная абразия не приводит к его образованию. Как показы-

вают экспериментальные исследования, абразия галек приводит к образованию алевроито-глинистого материала (силта), а не песка [63]. Более того, Кюнел [58] подчеркивал, что среднее песчаное зерно в миллион раз меньше, чем средняя галька, поэтому при истирании какого-то определенного объема гравия до частиц песчаной размерности получается несопоставимо меньший объем песка. Однако дробление или раскалывание зерен в некоторых случаях приводит к образованию значительного объема песка. При эксплозивной деятельности вулканов возникают огромные количества обломков песчаной размерности, представленных вулканическим стеклом, кристаллами минералов и лавами. Взрывы, сопровождающие падение метеоритов, также приводят к дроблению пород. Значительная часть обломков при этом имеет размеры песчаных зерен, хотя частицы, падающие обратно и заполняющие импактный кратер, часто оказываются более крупными. Тектонические движения также могут дробить породы и приводить к возникновению небольших количеств песка, который, по-видимому, не образует значительных скоплений. Ледниковое дробление, представляющее собой особый случай катакластического разрушения, приводит к накоплению значительных масс песчаного материала. И хотя вулканизм и катаклиз могут вызвать в отдельных местах образование значительных количеств песка, в целом эти процессы имеют частное значение по сравнению с более общим, хотя и менее эффективным процессом обычного выветривания.

Много материала песчаной размерности образуется при диагенетических процессах и при химическом и биохимическом осаждении. Пески, образованные таким образом, получили название *эндогенетических* [34, 35]. Они образованы в самом бассейне седиментации и в противоположность эпикластическим пескам не являются продуктом разрушения пород суши. Некоторые из этих внутрибассейновых песков сложены более тонким материалом—илами, которые могут быть как пелитовыми, так и микроитовыми. Сюда относятся также пеллеты песчаного размера, образуемые организмами, и пеллеты другого происхождения, как, например, перенесенные ветром и включенные в толщу «глиняных дюн» [41].

При биохимическом и химическом осаждении формируются пески, сложенные скелетами организмов и оолитами (скелетные и оолитовые пески), которые могут образовывать значительные толщи. Хотя внутри-бассейновые карбонатные пески также могут формировать заметные скопления, они обычно независимо от происхождения относятся к группе известняков, а не песчаников и поэтому далее здесь не рассматриваются. Подобным же образом пески вулканического происхождения выделяются в специфическую группу, для которой характерны проблемы, совершенно отличные от тех, которые касаются обычных пьсков эпикластического происхождения. Известно, конечно, что эпикластические пески могут быть смешаны в любых пропорциях с другими песками самого различного происхождения. В некоторых случаях проблема состоит в том, чтобы определить, является ли карбонатный материал внутри-бассейновым, а вулканический соответственно пирокластическим или они образовались при разрушении более древних карбонатных или вулканических пород, как эпикластический песок вообще.

Каков механический состав материала, участвующего в осадочном процессе? Данных, дающих прямой ответ на этот вопрос, мало. В то же время некоторые исследования определенно показывают, что не все возможные размеры распространены одинаково. По-видимому, возможны дефицит одних размерных градаций и повышенные концентрации других. Это интерпретируется как отражение изначальной распростра-

ценности и, таким образом, связано с областями питания. Весовые количества зерен размером 1—8 мм (особенно 2—4 мм) оказываются относительно заниженными [39, 76, 48, 86]. Этот дефицит также объясняется различиями относительной роли разных способов переноса [88, 99]. Хотя в процессе сортировки происходит эффективное разделение зерен по размерам, это может привести только к концентрации в различных обстановках частиц определенных размеров. Возможно, что причина механической неустойчивости и преимущественного разрушения обломков размером от 1 до 4 мм заложена в том, что они, как правило, сложены относительно крупными мономинеральными зернами. При дезинтеграции пород [12] образуется значительное количество зерен кварца такой размерности, но кварц обычно оказывается поликристаллическим или характеризуется обилием зарождающихся трещин, что, по-видимому, и приводит к довольно раннему разрушению зерен в процессе переноса.

Отрицая эти представления, Рассел [85] предположил, что дефицит очень грубого песка и тонкого гравия в аллювиальных и мелководных осадках обусловлен тем, что в процессе сортировки такой материал накапливается на пляже. Он привел много примеров проявления концентрации зерен размером 1—6 мм на пляжах и показал, что это наблюдение может иметь существенное значение в исследовании древних песчаников и тонких конгломератов.

Дефицит, по-видимому, наблюдается также и для противоположной, минимальной, песчаной размерности. Наиболее крупнозернистый алеврит (силт), очевидно, не столь широко распространен, как песок или более тонкозернистые алевриты и глины [93, 76, 102]. Хотя существование такой брешы было объяснено способом переноса, более вероятно, что процесс разложения породы изначально вызывает появление двух классов материала: 1) песка и 2) глины,—а количество материала, имеющего размер грубого алеврита или тонкого песка, оказывается незначительным. Эта концепция была названа «принципом Сорби» (см. [31]), поскольку Сорби, вероятно, был первым, кто указал на взаимосвязь между размерами зерна в осадке и микро- и макротекстурой пород-источников независимо от того, являются ли они терри-генными или биогенными.

ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ИСХОДНОГО МАТЕРИАЛА

Определения и понятия. Представление о породах в области размыва и условиях их разрушения является главным при суждении об обстановке образования исходного вещества для таких пород, как пески¹. Например, для любого данного песка мы могли бы спросить: из какого типа исходной породы (или пород) он образовался? Какими были рельеф и климат в области питания? Как далеко и в каком направлении располагалась питающая провинция? Каковы ее размеры? Вот те вопросы о существовании происхождения песка, на которые следует дать ответ

⁴ Авторы рассматривают принятый в английской литературе термин *provenance* (*provenience*) как происходящий от французского слова *provenir*, означающего «давать начало, порождать» (*originate*) или «предшествовать» (*come forth*). Этот термин охватывает одновременно все факторы, связанные с возникновением, или «рождением», осадка. Прямого эквивалента, охватывающего представления о породах и об обстановке в питающей провинции, в отечественной литературе нет, поэтому этот термин переведен в зависимости от контекста; большей частью как «источники материала», реже как «обстановка формирования исходного материала» или как «происхождение». — *Прим. лерев.*

при палеогеографической реконструкции, чтобы охарактеризовать не только бассейн осадконакопления, но также и особенности областей размыва.

Какие наблюдения следует провести, чтобы найти ответ на эти вопросы? Природа и характер области размыва могут быть установлены путем изучения состава самого осадка. Пески, более чем любой другой тип осадка, несут в себе необходимую информацию. Состав обломочных минералов и обломков пород непосредственно определяется природой пород в области размыва. Некоторые минералы характерны для определенных видов, или классов, исходных пород, например, кианит указывает на метаморфический источник. Другие, такие, как кварц, являются повсеместными, но даже у них проявляются характерные особенности, указывающие на определенный источник, например вулканический кварц. Следовательно, индивидуальные разновидности минералов или в еще большей мере минеральные ассоциации являются ключом к изучению исходных пород. Обломки пород, присутствующие во многих, но не во всех песках, оказывают неоценимую помощь в расшифровке источников материала.

Определение рельефа и климата представляет относительно большие трудности и основано на знании стабильности минералов, особенно их устойчивости к химическим изменениям. Только наиболее стабильные виды минералов будут противостоять интенсивному выветриванию, развивающемуся при обильных дождях и жарком климате. Эта проблема весьма сложна, поскольку рельеф и климат могут действовать в противоположных направлениях — высокий рельеф ведет к быстрой эрозии и выносу еще не полностью выветрелого материала даже в условиях интенсивного химического разложения.

В дополнение к этим «внутренним» индикаторам, которые базируются на составе зерен песка, можно использовать другие данные для анализа обстановки и пород в области размыва. В частности, информацию, получаемую при изучении стратиграфии и фаций, для того чтобы наметить или определить возможные области размыва. Общее знание палеогеографии и палеотектоники¹ данного района открывает пути к познанию обстановки и состава пород в областях сноса.

Вопрос об обстановке в области питания теснейшим образом связан с факторами палеотектоники. Положительные, или тектонически активные, области представляют собой питающие провинции. Они могут перемещаться с течением времени, а степень их влияния может варьировать. Следовательно, необходимо знать не только, каковы породы в области размыва, но и где располагались потенциальные источники материала. Как много терригенного заполнения геосинклинали, например, принесено со стороны кратона? Сколько материала поступило с орогенного поднятия? Существенно способствуют успеху анализа питающих провинций исследования палеотечений. Палеотечения могут, например, указать направление, в котором располагалась область размыва. В этом случае, если пески аллювиальные, вопрос оказывается менее сложным, чем в случае морских песков. Таким образом, становится очевидным, что для познания источников терригенного материала необходимо знать гораздо больше, чем собственно минералогию песка.

Вопрос о породах и обстановке в области размыва является одним из наиболее трудных для петрографа-осадочника среди тех проблем,

* Авторы используют термин «тектоника», не отражая разницы во времени формирования литологических элементов. В тех случаях, когда речь идет об элементах строения региона, определявших особенности осадконакопления, при переводе использован термин «палеотектоника». — *Прим. перев.*

которые ожидают решения. Он чреват ловушками, например, пески могут быть перемытыми, т. е. образованными из ранее существовавших песков, которые имели свои особые области питания, так же как и историю переноса и окатывания. Более того, области размыва могут быть множественными и могут изменяться с течением времени. Неясность усугубляется далее сложным взаимодействием факторов рельефа и климата, отсутствием простых взаимоотношений между направлением переноса, установленным в области накопления, и общим путем переноса от источника до места отложения, а также влиянием диагенеза — в особенности внутрислоевого растворения. Глубокий анализ процессов переотложения осадков и связанных с ним проблем был осуществлен Блатом [13].

Ясно, что для познания питающих провинций важное значение имеет изучение минералов как легкой, так и тяжелой фракций. Более того, исследование тяжелых минералов является, вероятно, наиболее существенным.

Обломочные компоненты. Прежде всего мы рассмотрим значение исследования отдельных минералов для определения исходных пород области размыва, в особенности характерные черты легких минералов, а затем обсудим роль минеральных ассоциаций, в первую очередь — тяжелых минералов. Главным объектом рассмотрения будут пески эпикластического происхождения, которые представляют собой «промытые» остаточные образования — перенесенные и отсортированные продукты разложения и дезинтеграции исходных пород. Нам надлежит узнать, какого типа материал можно ожидать при размыве определенного типа предполагаемых исходных пород. Вулканическим или плутоническим является кварц? Каков объем и типы поликристаллических агрегатов кварца? Различаются ли ассоциации тяжелых минералов, принадлежащие к разным типам исходных пород? Ниже приведены данные о методах исследования этих и связанных с ними вопросов, изучение которых составляет основу познания пород и физико-географических условий питающих провинций.

Обломочный кварц как показатель условий. Кварц в песках и песчаниках может быть либо моно-, либо поликристаллическим, а его источником могут быть плутонические и вулканические изверженные породы, метаморфические или осадочные породы (табл. 8-1). *Монокристаллический или единичный кварц* — это зерна, образованные единым кристаллом, *поликристаллический или составной кварц* — зерна, состоящие из двух или более кристаллов кварца. Поскольку кварц представляет собой главный продукт разрушения и разложения пород и составляет преобладающую часть большинства песков, был предпринят ряд попыток использовать этот минерал в качестве индикатора пород и обстановки в питающей провинции. При этом существенное значение приобретают вариации состава включений, форма зерен и особенности погасания. Наиболее ранние исследования принадлежат Сорби [87] и Макки [60] и проведены в конце прошлого века. Оба автора полагали, что включения в кварце представляют собой надежное средство для изучения размываемых пород. Позднее детальное исследование было предпринято Крыниным [55, 56]. Его подход был основан на изучении формы зерен, характера включений и погасания. Кварц был разделен на: 1) *изверженный*, включающий плутонический, вулканический и гидротермальный кварц; 2) *метаморфический*, включающий как давленный, так и инъекционный кварц; 3) *осадочный*, включающий обрастания, новообразованные кристаллы и выполнение жил и жеод. Классификация Крынина в основе своей умозрительна. Она не может быть признана удовлетворительной, поскольку применение критериев, сфор-

**Генетическая классификация
монокристаллического и поликристаллического
кварца**

Монокристаллический кварц

Плутонический кварц (принесенный из плутонических, изверженных, и метаморфических пород и из ранее существовавших песчаников)

Вулканический кварц (принесенный из фенокристов кислых вулканических лав и пирокластитов)

Поликристаллический кварц

Поликристаллический кварц из метаморфических и изверженных пород

Полигональные агрегаты (результат «статического охлаждения»)

Сутурные агрегаты (результат «холодной прокатки») Кварциты (главным образом цементация *in situ*) Кремни (раскристаллизованные и перекристаллизованные опаловые и халцедоновые породы)

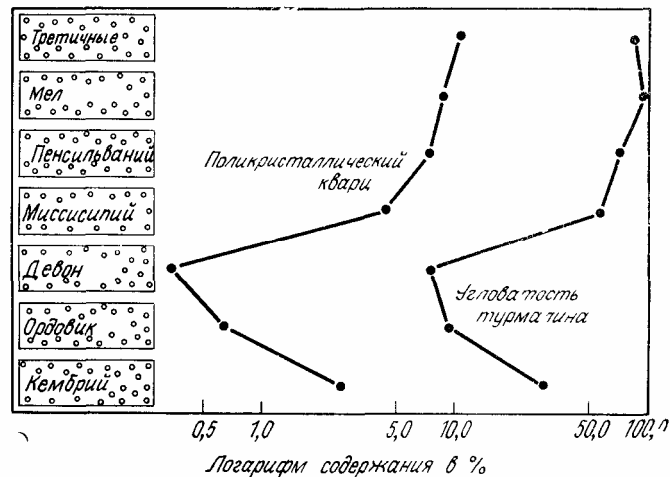
мулированных Крыниным, вызывает затруднение, а данные относительно кварца в исходных породах обычно отсутствуют. Исследования кварца исходных пород и осадков опубликованы различными исследователями [60, 24, 28, 46, 70, 12, 13].

Вообще внимание исследователей было направлено на выявление признаков различия изверженного (плутонического) и метаморфического монокристаллического кварца. Макки и другие исследователи полагали, что критериями различия следует выбрать включения, форму и погасание (волнистое или нет). Многие исследователи [15] нашли, что эти критерии обычно трудно применимы потому, что форма зерен и погасание обнаруживают широкие вариации в одной и той же породе и понимание их весьма субъективно. Кроме того, критическое рассмотрение кварца исходных пород показывает, что постулируемые различия во включениях, форме и погасании либо не существуют, либо вариации этих свойств столь широки, что они перекрывают друг друга в кварцах из различных типов исходных пород. Несмотря на то что для некоторых типов исходных пород могут существовать различия между статистическими средними, обычно невозможно отнести отдельные зерна в песчанике к тем или иным исходным породам.

Если в большинстве случаев для монокристаллического плутонического кварца невозможно уверенно различить источники отдельных зерен, то кварц вулканического происхождения часто можно определить очень точно. Кварц вулканических пород, особенно кварцевых порфи-ров, может поступать в осадки, однако значительные скопления его наблюдаются лишь локально. Вулканический кварц большей частью лишен внутренних напряжений, зерна имеют округлую или заливчатую форму, причем 'внутренние полости заполнены в некоторых случаях основной массой порфира, из которого поступил кварц. Кроме того, вулканический кварц обнаруживает кристаллографические формы с прямолинейными границами или хорошо развитыми гексагональными ди-пирамидами без граней призмы. Вулканический кварц встречается относительно редко, но его появление указывает на вулканический источник обломочного материала и на вероятное совместное нахождение с обломками кислых эффузивов. Современные пески, возникшие за счет риолитов, могут содержать более 10% кварца [98]. Вулканический кварц был изучен в ряде эоценовых отложений прибрежной равнины Техаса [90].

Во многих современных исследованиях подчеркивается значение поликристаллического, или составного, кварца [14, 12, 22, 95].

Фиг. 8-2. Соотношение между содержанием поликристаллического кварца и угловатостью турмалина в песчаниках разного возраста в долине верхнего течения Миссисипи (по [80], с изменениями).



Блат [12, 13] на основе изучения серии образцов выветрелых и дезинтегрированных кварцсодержащих изверженных пород, гнейсов и кристаллических сланцев предпринял попытку отнести кварцевые зерна песчаников к тому или иному типу источников. Он опирался в первую очередь на соотношение монокристаллического и поликристаллического кварца и на типы присутствующего в породе поликристаллического кварца. Он подчеркнул, что для какого-то данного размера зерен поликристаллический кварц из гнейсов будет более тонкозернистым, чем из массивных изверженных пород. Наличие двух отчетливо различающихся по размеру кристаллов внутри одного зерна поликристаллического кварца можно считать диагностическим признаком метаморфического происхождения. Высокое отношение содержания поликристаллического кварца к общему его содержанию также указывает на метаморфический источник.

Несколько иной подход к интерпретации поликристаллического кварца применил Вол [95], который подчеркнул, что поликристаллический кварц метаморфического происхождения может быть двух типов- 1) *полигональный кварц*, в котором составные зерна образованы полигональными неделимыми агрегатами с прямолинейными границами, угол между гранями чаще всего 120° , и 2) *поликристаллический кварц*, который обнаруживает сутурные границы. Предполагается, что первый тип образовался при «статическом отжиге» или охлаждении интенсивно напряженного кварца, тогда как второй является результатом «холодной обработки». Как показал Вол, эти разновидности могут характеризовать разные области питания, например, в Шотландских нагорьях полигональный кварц характерен для Западных нагорий, тогда как кварц района Мойнского комплекса к югу от надвига Мойн и восточной части Дальредского комплекса несет в себе следы «холодной прокатки» (сутурный кварц).

Как подчеркнул Блат [12], существует значительное различие в содержании поликристаллического кварца между детритом исходных пород и песчаниками, а также между незрелыми и зрелыми песчаниками, в исходных породах содержится 30—70% кварца, в песчаниках около 7% и в зрелых песках 2%. Самые зрелые песчаники, кварцевые арены, в среднем содержат кварца с волнистым погасанием меньше, чем незрелые пески или их исходные породы [14]. Блат [12] связывает эти различия с механической неустойчивостью поликристаллического явленного кварца; он полагает, что большинство таких материалов

уничтожается при переносе. Существует хорошая корреляция количества поликристаллического кварца и содержания угловатых зерен в палеозойских песчаниках Северо-Американской платформы (фиг. 8-2). Кроме того, возможно, происходит селективная потеря при растворении в некоторых почвах. С этим процессом иногда связывают появление округлых и заливчатых форм [23]. Большая часть поликристаллического кварца представлена обломками размером 1—4 мм, и быстрое разрушение этого типа кварца может частично объяснять дефицит зерен такого размера в большинстве осадков.

Следует подчеркнуть, что поликристаллический кварц, о котором говорилось выше, связан с изверженными и метаморфическими комплексами пород. Главное значение среди других разновидностей поликристаллического кварца имеют тонкозернистые кварциты и кремни, которые бывает трудно отличить от частиц кислых вулканических пород [101].

В заключение отметим, что изучение обломочного кварца может дать весьма существенные результаты. Хотя выяснить происхождение обычного кварца с большой определенностью оказывается невозможным, мы вполне можем различать поликристаллический и обычный кварц и выделять сутурированный и полигональный кварц, а также плутонический и вулканический. Выделение этих разновидностей представляет ценность при анализе питающих провинций и в любом случае очень полезно при определении минеральных ассоциаций зрелых песчаников.

Обломочный полевой шпат как показатель условий. Полевой шпат является после кварца наиболее распространенным минералом песка. Первичным особенностям полевого шпата, находимого в осадочных породах, уделялось мало внимания, хотя о содержании его в песках написано достаточно много работ. Исключение представляет исследование Римсейта [82], посвященное характерным особенностям полевого шпата предполагаемых исходных пород. Можно выделить десять классов в зависимости от зональности, различных признаков прорастания, двойникования, трещиноватости и т. п.

Полевой шпат высвобождается при дезинтеграции и разделении на отдельные зерна кислых и средних плутонических изверженных пород и гнейсов. Он может значительно преобладать над кварцем в дрес-ве, а в обычных песках и песчаниках его содержание может равняться количеству кварца. В породах обычно присутствует несколько типов полевого шпата, однако богатые щелочами разновидности, по-видимому, более широко распространены, чем кальциевые полевые шпаты.

Во многих осадках встречаются зональные полевые шпаты. Переменная зональность, прогрессивная зональность и отсутствие зональности в плагиоклазе могут указать на источники полевого шпата [78]. Плагиоклаз вулканических и гипабиссальных пород характеризуется переменной зональностью, тогда как в изверженных и метаморфических породах этот тип зональности редок. Зональность плагиоклаза независимо от ее типа почти однозначно указывает на происхождение обломков из изверженных пород.

Наиболее вероятно, что полевой шпат кислых вулканических пород представлен санидином, а в кислых плутонических породах это либо ортоклаз, либо микроклин. Пертитовый полевой шпат указывает на медленное охлаждение при своем образовании и тем самым на глубинное происхождение исходной породы. Полевые шпаты пирокластического происхождения, нередко обнаруживающие кристаллографические очертания» обычно обломаны и в некоторых случаях покрыты тонкой стекловатой

оболочкой, тогда как полевые шпаты глубинных пород лишены естественных кристаллических форм

Слюды. Слюды никогда не являются главным компонентом, хотя и играют заметную роль в некоторых песчаниках Их источником могут быть сланцы и гнейсы, плутонические изверженные породы и вулканы Мусковит более обычен, чем биотит, в силу своей стабильности. Биотит в форме псевдогексагональных таблиц имеет, вероятно, вулканическое происхождение Значительные количества слюд всегда указывают на метаморфические источники питания

Обломки пород Помимо кварца и полевого шпата, песчаники обычно содержат частицы тонкозернистых пород Это могут быть вулканы, главным образом базальтовые или фельзитовые, осадочные, особенно глинистые породы и метаморфические породы — обычно тонкозернистые метаморфиты типа глинистых сланцев, филлитов, слюдяных сланцев, но также метавулканы и более редкие типы пород, например серпентиниты [103]. Механика образования песчаных частиц из тонкозернистых пород и описание их положения как в современных, так и в древних песках приведены в гл. 2.

Вероятно, обломки пород больше, чем другие типы зерен, несут в себе информации об областях размыва. Вулканические ассоциации обломков состоят из стекла, фрагментов кристаллов, корродированного и изъеденного кварца с оболочками и включениями из стекла, а также из обломков вулканических пород Может вызвать существенные затруднения выявление различий между непосредственными продуктами эксплозий, переработанным материалом этого же происхождения и собственно эпикластическими продуктами дезинтеграции вулканических пород.

Осадочные отложения включают карбонатные пески, образованные при дезинтеграции более грубозернистых доломитов и мраморов. Подобный карбонатный детрит весьма характерен для песков альпийской молассы [32] и миоценового песчаника Оквилл прибрежной равнины Техаса [30]. Более обычны обильные обломки пелитового материала (особенно глинистых сланцев), который имеет тенденцию деформироваться и облекать более прочные зерна кварца, приобретая вид матри-са, заполняющего поровое пространство, теряя при этом форму обломочных зерен [1]. Частицы кремня никогда не преобладают, но они присутствуют повсеместно в лититовых аренидах, особенно когда размываются карбонатные толщи в условиях гумидного климата при низком и умеренном рельефе. На территории США особенно обогащены обломками кремня потоки, размывающие кремнистые карбонаты района Озарк в Арканзасе и Миссури, а также многие пески мелового возраста в северной части Скалистых гор в США и Канаде [89].

Метаморфические образования представлены главным образом обломками кристаллических сланцев, но встречаются также метавулканические частицы типа зеленых сланцев и нередко серпентинитовые обломки, иногда в преобладающем количестве [103]. Крынин [54] выделял «сланцевые арениды», которые содержат от 35 до 40% обломков кристаллических сланцев.

Обломки пород наиболее информативны среди всех обломочных компонентов. Все исследования, направленные на определение пород питающих областей, должны включать тщательное исследование этих фрагментов.

Тяжелые минералы. Так называемые тяжелые минералы в песчаниках (аксессуарные обломки минералов с высокой плотностью) давно использовались в качестве указателя источников обломочного материала [17, 69]. То, что определенные их разновидности характеризуют кон-

Ассоциация тяжелых минералов и исходные породы
([29], с изменениями)

Ассоциации	Источник
Апатит, биотит, брукит, роговая обманка, монацит, мусковит, рутил, титанит, турмалин (розовая разновидность), циркон Касситерит, дюмортьерит, флюорит, гранат, монацит, мусковит, топаз, турмалин (синяя разновидность), вольфрамит, ксенотим Авгит, хромит, диопсид, гиперстен, ильменит, магнетит, оливин, пикотит, плеонаст Андалузит, хондродит, корунд, гранат, флогопит, ставролит, топаз, везувиан, волластонит, цоизит Андалузит, хлоритоид, эпидот, гранат, глаукофан, кианит, силлиманит, ставролит, титанит, цоизит-кяиноцоизит Барит, железные руды, лейкоксен, рутил, турмалин (окатанные зерна), циркон (скатанные зерна)	Кислые изверженные породы Гранитные пегматиты Основные изверженные породы Контактово-метаморфические породы Динамотермальные метаморфические породы Переработанные осадки

кретные типы исходных пород, достаточно хорошо известно. Петрогра-фами-осадочниками выделены определенные минеральные ассоциации, указывающие на главный тип исходных пород [69, 53, 28, 8]. Эти ассоциации перечислены в табл. 8-2.

Некоторые минералы, например кварц, присутствуют не только в одной ассоциации. Следовательно, внимание исследователя должно быть направлено на существенно различные особенности этих минеральных видов с целью отличить один от другого различные по происхождению их типы. Особенно тщательно изучены такие минералы, как турмалин и циркон. Крынин [57] провел тщательное исследование разновидностей турмалина, полагая, что они характеризуют источники обломочного материала. Однако его решение проблемы было в значительной мере предварительным, тогда как работа по изучению цирконов [94, 79], проведенная позднее, была основана на исследованиях действительных особенностей морфологии циркона в исходных породах. Все эти усилия были направлены на установление таких обобщенных характеристик, которые позволяли бы различать несколько разновидностей минерала, где бы они ни встречались. Внутри единого магматического тела гранита размер и преобладающие характерные свойства цирконов почти неизменны или весьма близки между собой. В то же время отмечены существенные различия между разными изверженными породами: так, например, цирконы в ультращелочных породах характеризуются бипирамидальным габитусом, а в гранитах длинно-призматическими формами. Как впервые подчеркнул Макки [60], цирконы из очень древних пород, особенно докембрийских, обычно пурпурные (гиацинты). Томита [91] исследовал окрашенные цирконы и показал, что окраска образуется при продолжительном радиоактивном облучении. Источником таких цирконов могут быть докембрийские породы [10].

Другие исследователи ставили своей целью изучение аксессуарных минералов из определенных типов подстилающих пород, которые были или могли быть источниками тяжелых минералов, найденных в перекрывающих осадках. В качестве примера можно привести классическое исследование гранитов Дартмура, проведенное Брамаллом [18], и изу-

чение гранитов и гнейсов докембрия в районе Верхнего озера, осуществленное Тайлером с коллегами [92]. Благодаря этим и подобным исследованиям появилась возможность установить источники некоторых тяжелых минералов в более молодых песчаниках. Характерным примером ранних исследований такого типа является работа Макки [61], посвященная цирконам, которые происходят из докембрийских льюисских гнейсов на севере Шотландии, но появляются в осадках различного возраста: от позднего докембрия до юры.

Вообще наши возможности изучения исходных пород в областях размыва в большой степени зависят от того, как сильно условия переноса и осадконакопления изменяют состав обломочной фракции. Степень воздействия обстановки осадконакопления на состав обломочных минералов, вероятно, невелика. Может происходить некоторая сегрегация в зависимости от величин гидравлического отношения и степени окатанности, но, как мы говорили раньше (гл. 2), не существует неопровержимых доказательств исчезновения минералов, уже попавших в обстановку отложения, за исключением, может быть, обломков карбонатных пород. Ни механическая абразия, ни химическое растворение не являются главными факторами в обстановках осадконакопления. В условиях отложения могут появиться новые компоненты химически осажденные (либо выполняющие поры, либо образующие обломочные зерна местного происхождения), но они не препятствуют анализу собственно обломочных фрагментов. Диагенез, возможно, играет более важную роль в избирательном исчезновении минералов, внося тем самым некоторую неопределенность в изучение источников обломочных компонентов. Влияние внутрислоевого растворения изучено детально. Этот вопрос освещен в гл. 10. Во всяком случае, для тяжелых минералов следует всегда считаться с возможностью постседиментационного внутрислоевого растворения.

Радиогеохронологические исследования калиевых полевых шпатов и цирконов из песков показывают определенную связь возраста обломочных минералов и пород, из которых они были извлечены [59]. Использование этого метода осложняется в случае смешения песков из нескольких источников, что приводит к усреднению цифр возраста разновозрастных исходных пород. Это затруднение можно было бы частично преодолеть путем раздельного определения возраста минералов, поступивших из разновозрастных пород, но в целом вопросы, связанные с излучением исходных пород, легче решаются другими методами.

Минералогия и физическая география. Несмотря на разнообразие мнений, можно констатировать, что суждения о рельефе и климате в области размыва могут быть сделаны лишь в самом общем виде, особенно для палеозойских и более древних пород. Такие суждения должны быть основаны на знании устойчивости разных тяжелых минералов.

Т а блиц а 8-3 Устойчивость некоторых обломочных тяжелых минералов

Весьма устойчивые	Рутил, циркон, турмалин, анатаз
Устойчивые	Апатит, гранат (маложелезистый), ставролит, монацит, биотит, ильменит, магнетит
Умеренно устойчивые	Эпидот, кианит, гранат (высокожелезистый), силлиманит, сфен, цоизит
Неустойчивые	Роговая обманка, актинолит, авгит, диопсид, гиперстен, андалузит
Весьма неустойчивые	Оливин

ралов. Относительная устойчивость некоторых наиболее распространенных минералов приведена в табл. 8-3. Надо помнить, что классификация, приведенная в этой таблице, является «статистической», т. е. она характеризует устойчивость минералов вообще в некоторых «средних» условиях. Устойчивость минерального вида в каждом отдельном случае является функцией состава изучаемого минерала, состава воздействующих растворов, рН этих растворов и других переменных параметров. Заключение о климате и топографии основываются главным образом на отношении химически неустойчивых к устойчивым минералам, но, как показано в других разделах, влияние климата и топографии на это отношение, возможно, является дополняющим, или комплементарным, а не определяющим по отношению к каждому из этих факторов в отдельности.

Состав пород в областях размыва может быть изучен гораздо точнее, если при выветривании не было удалено большинство нестабильных компонентов. При этом внимательное изучение тяжелых минералов дает особенно хорошие результаты, если учесть, что существует некоторая вероятность проникновения через «барьер выветривания» небольшого количества отдельных зерен даже самых неустойчивых минералов. Сейчас очевидна необходимость специализированных сравнительных исследований современных речных песков из таких бассейнов, которые отличались бы друг от друга рельефом, климатом и типами слагающих пород.

В целом мы можем считать, что тяжелые минералы дают наиболее ценную информацию относительно источников питания. Однако с увеличением возраста изучаемых пород значение ассоциаций тяжелых минералов снижается в силу уменьшения количества их и обеднения состава. Наиболее полезны они при исследовании третичных бассейнов мира. Петрологам, однако, не следует отчаиваться, поскольку как циркон, так и турмалин—эти вездесущие минералы песчаников любого возраста — могут всегда предоставить внимательному исследователю материал для суждения об исходных породах.

Следует добавить, что заключения относительно климата, основанные на минералогии песков и песчаников, определяют лишь климат области размыва, а не условия в районах отложения материала. Вполне очевидно, что, если эти два региона удалены друг от друга или существенно различаются по гипсометрическому положению, их климатические особенности могут оказаться совершенно различными. Мы часто подразумеваем одновременность образования песчаного материала и его отложение, однако для последнего процесса может иметь место значительное отставание во времени. Так, в Северной Америке пески, образованные в позднеледниковую эпоху, перерабатываются и отлагаются в настоящее время совсем не в ледниковых условиях.

Другие данные, относящиеся к формированию исходного материала. Как показано выше, при восстановлении особенностей областей размыва седиментолог опирается не только на изучение обломочных составляющих, он использует также и другие данные—те, которые могут быть получены при изучении стратиграфии и палеотечений.

Многие, если не большинство песчаников являются перемытыми, т. е. произошли из более древних отложений, которые в свою очередь, возможно, возникли за счет еще более древних песчаников. В силу этого исследование региональной стратиграфии существенно дополняется анализом источников песчаного материала, так как позволяет установить относительный возраст слоев. Только те пески, которые древнее изучаемых отложений, могут явиться потенциальными источниками обломочного материала. Наиболее важным является установление несо-

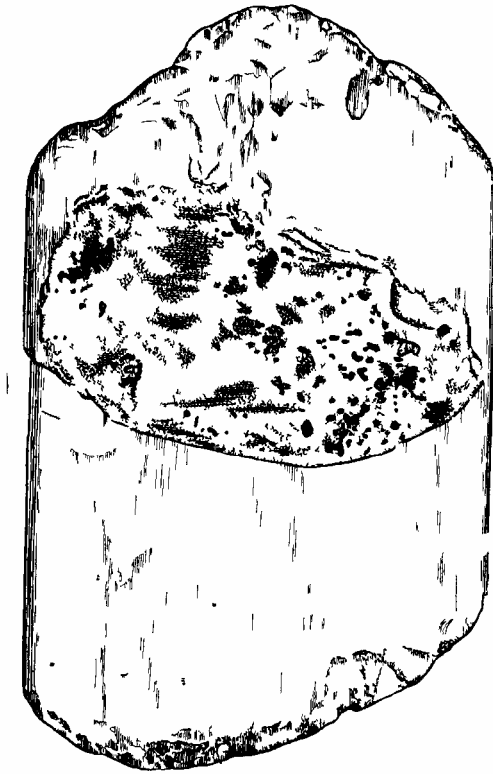
гласий, которые отмечают эпизоды размыва. Палеогеографическая карта позволяет определить те формации, которые были обнажены и подвергались эрозии. Следует подчеркнуть, что такие данные указывают только на *возможные* источники, и необходимо искать другие доказательства того, что они действительно влияли на образование изучаемых отложений. Стратиграфические данные могут также показать, что большие площади возможного размыва, например платформы, были покрыты карбонатными породами во время отложения исследуемого песка, что препятствовало извлечению материала из кристаллических пород данного региона.

Анализ палеопотоков следует считать наиболее важным методом решения проблем палеогеографии и источников обломочного материала. Такой анализ особенно полезен при изучении песчаников аллювиального происхождения. Вода сбегала вниз по склону в прошлом так же, как и сейчас, и направление вверх по течению для этих аллювиальных песков, как это видно на примере косой слоистости, прямо указывает на источники. А в тех случаях, когда в переслаивании участвуют конгломераты, удается даже оценить расстояние до предполагаемой области размыва [74].

Изучение палеопотоков может также показать, что геосинклиналь выполнена материалом, поступавшим как с соседней платформы, так и с самого складчатого пояса. Характер песков, формировавшихся из двух источников, может быть резко различным, как, например, в до-кембрийской геосинклинали Коронейшен (гл. 12). Резкие изменения в петрологии, сопровождаемые существенными различиями в направлении переноса, являются надежным указанием на различие в источниках обломочного материала. Расположение областей размыва может быть также выявлено исходя из общих представлений о петрографии пород в вероятных питающих провинциях. Это особенно справедливо по отношению к плейстоценовым и третичным пескам.

Целесообразно отметить, что глинистые отложения в целом дают сравнительно немного информации об источниках материала, что вызвано недостаточной определенностью той роли (если таковая вообще существует), которую играет область размыва в формировании конкретной ассоциации минералов данного глинистого сланца. Тем не менее некоторые авторы приходят к выводу о том, что глинистые минералы являются первично обломочными по своему происхождению и отражают состав бласти сноса. Например, Бискай [11] показал, что минералы современных глубоководных глин не были образованы на месте, а поступали с континентов и являются полезными указателями источников материала. Уивер [97] применил эту концепцию к палеогеографическому анализу слоев Честер (миссисипий) и Спрингер (пенсильваний) в Оклахоме и Арканзасе. Другие авторы полагают, что ассоциации глинистых минералов являются в большой мере диагенетическим продуктом и в силу этого не представляют ценности для познания питающих провинций. Более того, глинистые отложения в противоположность пескам не позволяют получить никаких данных по палеопотокам, которые особенно полезны при анализе источников обломочного материала.

Анализ истории формирования песчаника. Конечная цель работы петролога-осадочника—это разгадка «истории происхождения», или «родословной», исследуемого им песчаника. Из предыдущих разделов должно быть очевидно, что анализ истории поступления материала из различных источников представляет трудную задачу, так как может существовать множество источников материала и многократный перемыв. Бывает трудно различить промежуточный источник песка (предыдущий цикл перемыва) и конечный источник. Существует ряд под-



Фиг 8-3 Обломочное ядро турмалина, окруженное новообразованной каймой обростания, которая в свою очередь окатана. Песок Мак Нэри мелового возраста округ Генри штат Теннесси США [80]

ходов к изучению происхождения обломочного материала. Даже единственное песчаное зерно может пролить некоторый свет на этот вопрос. Например, в зерне турмалина (фиг 8-3) можно обнаружить вторичное обрастание на скатанном обломочном ядре, и если такие новообразованные грани в свою очередь также окатаны, то можно предполагать 1) образование кристалла турмалина в изверженной или метаморфической породе, 2) выветривание и обособление этого зерна, затем перенос и окатывание, 3) отложение в песке и 4) последующую аутигенную или метаморфическую (низких ступеней) регенерацию этого кристалла, 5) выветривание и обособление этого зерна турмалина с переносом и абразией новообразованных обрастаний и, наконец, 6) отложение в новом пласте песка. Используя критерии, предложенные Крыниным [57], можно определить природу исходной породы по характеру первичного турмалина.

Более полный анализ источников материала можно сделать на основании изучения представительного образца данной породы. Зададимся вопросом,

что может дать, например, изучение единичного образца песка из Миссисипи относительно природы и особенностей пород в бассейне этой реки. Типичный песок из района дельты [84, образец № 1083-3/4] содержит 64% кварца, 19% обломков пород, 15% полевых шпатов. Кварц, так же как и полевой шпат, имеет полуугловатую форму. Полевой шпат представлен главным образом микроклином, в меньшей мере — олигоклазом и андезином, в небольшом количестве присутствуют ортоклаз и санидин. Обломки пород представлены в основном кремнем и тонкозернистым кварцитом, но присутствуют также несколько разновидностей вулканических пород, а также глинистые и кристаллические сланцы. Отмечается небольшое содержание обломочного кальцита и глауконита. Главные тяжелые минералы — ильменит, пироксены, амфиболы, в меньших количествах присутствуют гранат, циркон, титанит, рутил и монацит. Из этих данных можно сделать вывод, что в бассейне реки среди источников обломочного материала преобладающую роль играли гранит или гранодиорит, а в подчиненном количестве присутствовали эффузивные, метаморфические и осадочные породы. Ясно, что такой анализ недостаточен для объективной характеристики геологии бассейна Миссисипи, хотя он, несомненно, отражает ледниковое происхождение материала и показывает значительное содержание в нем кристаллических пород. В этом случае мы можем установить, какие типы пород размывались, и оценить их относительную роль в качестве источника материала для данного песка, но мы не

в состоянии определить их распространение по площади водосборного бассейна.

Использование большего числа образцов позволит уточнить полученные выводы, особенно если опробование проводить равномерно в пределах бассейна, а в случае древних песчаников—в пределах всей области аккумуляции. В этом случае оказывается возможным оконтурить или закартировать седиментационные петрологические провинции.

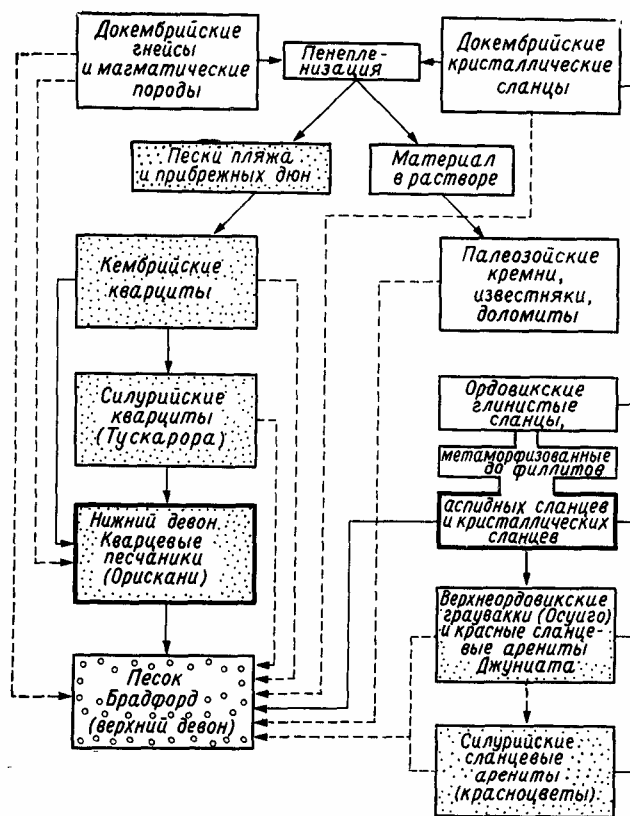
Получаемые выводы обычно представляются в виде схем последовательности процессов или диаграмм источников обломочного материала. Существует два типа таких интерпретационных диаграмм. Диаграммы одного из этих типов строятся только на данных, полученных при изучении породы как таковой, главным образом из анализа петрографических шлифов. При этом устанавливается природа или тип источника для каждого обломочного компонента песка.

Второго типа диаграммы источников обломочного материала основаны не только на изучении шлифов, но также на знании региональной геологии и стратиграфии. На них наносятся все возможные или, по мнению петрографа, вероятные данные, касающиеся пород питающей области. Для того чтобы построить такую диаграмму, исследователь должен скомбинировать данные различного рода: типы и распределение тяжелых минералов, информацию по палеопотокам, фациальные соотношения, как вертикальные, так и латеральные, распределение и типы обломков пород в песках и сопутствующих им конгломератах, данные по текстуре и по более крупным тектоническим элементам — короче говоря, всевозможные геологические данные

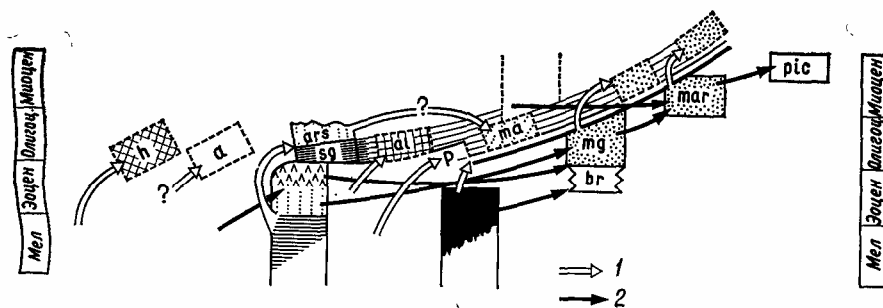
Опубликовано немало хороших работ, иллюстрирующих это положение и содержащих диаграммы, суммирующие данные об источниках обломочного материала в песчаниках [55, 73, 90, 80, 27, 38, 36, 89, 96]. Диаграммы ряда авторов [55, 27, 90, 96] относятся к первому типу (пример приведен на фиг. 8-4), они составлены главным образом на основе петрологии песчаника как такового, тогда как диаграммы других авторов [73, 89, 80, 36], относящиеся ко второй категории (пример приведен на фиг. 8-5), составлены с привлечением данных региональной геологии, тектоники и стратиграфии для более полного раскрытия истории формирования обломочного материала.

Общая оценка изложенных данных и выводы. Главные элементы методологии исследования источников обломочного материала и обстановки в питающей провинции показаны на фиг. 8-6. Методология основана в первую очередь на изучении петрографии и ориентированных текстур. Подобный комбинированный подход в особенности полезен тогда, когда оказывается необходимой экстраполяция за пределами современных границ распространения отложений, что случается обычно при изучении палеозойских или докембрийских бассейнов седиментации. Обычно связь этих бассейнов с источниками их осадочного материала нарушена последующей деформацией, эрозией и захоронением

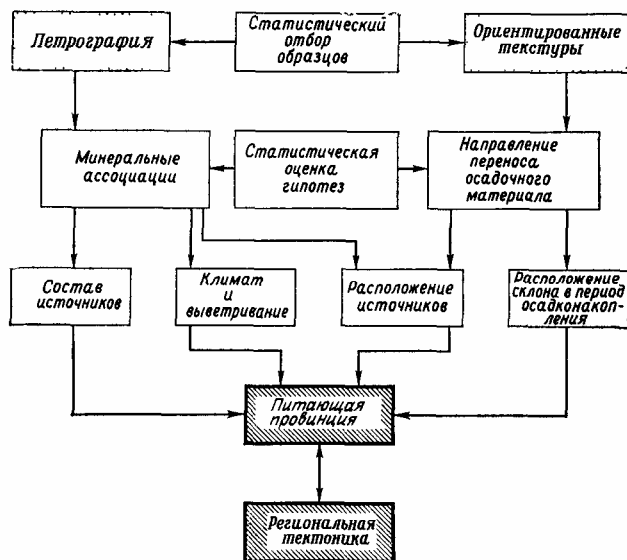
Предлагаемая здесь схема исследований делает возможным более глубокое познание региональной тектоники и палеогеографии, что весьма существенно для понимания структурного развития континентов. С точки зрения теории развития континентов крайне важно, например, знать, из двух ли источников сразу поступал материал пенсильванских осадков бассейна Иллинойс—из внутренних частей континента и из ограничивающих его мобильных поясов. Изучение осадков в геологических разрезах позволит, возможно, оценить значение внутренней части континента как главного источника обломочного материала на протяжении всей геологической истории континента.



Фиг. 8-4. Схема последовательности процессов, показывающая вероятное развитие седиментации в палеозое в центральной и западной частях Пенсильвании. Сплошные линии обозначают главные пути седиментации, пунктирные — подчиненные. Главные области размыва обозначены крапом ([55], с изменениями).



Фиг. 8-5. Вероятные генетические взаимоотношения исходного материала флиша в северных Апеннинах. *p, ma, mg, mar, a* (частично) — турбидитные песчаники; *sg* — аргиллитовый флиш; *h, al* — преимущественно известковый флиш; *br* — брекчия; *pic* — флиш Пицани. 1 — накопление в результате тектонических движений; 2 — накопление за счет переотложения [36].



Фиг. 8-6 Методология изучения источников обломочного материала на основе непосредственных структурных и петрографических наблюдений ([81], с изменениями).

Геохимия и определение абсолютного возраста также предоставляют возможности для более детального изучения минеральных ассоциаций и для более точного знания возраста исходного кристаллического материала. Ледент и др. [59] исследовали Sr-Rb-методом полевые шпаты и Pb-U-методом цирконы, а Херли и др. [42] применили K-Ar-метод для иллитовых глин. Из-за высокой стоимости изотопных определений и использования в анализе целых образцов, а не единичных зерен такие геохимические исследования источников обломочного материала пока немногочисленны. Однако, если бы существовал аналитический метод, дающий результаты по единичным зернам и быстрый, польза была бы весьма реальной, поскольку в сущности можно было бы маркировать или классифицировать зерна по их возрасту, что в настоящее время может быть сделано лишь в исключительных случаях.

В широком смысле проблема источников вещества и обстановки в питающей провинции может быть рассмотрена как проблема инвентаризации различных типов зерен, поступивших из разнообразных исходных пород. Сложность ее усугубляется тем, что *одинаковые типы зерен поступают из различных исходных пород*, так что, например, сейчас мы *обычно не в состоянии отличить* кварцевые зерна, поступившие *из гранита, от кварца из гнейсовых пород*. Более объективное понимание будет возможно только тогда, когда мы сможем лучше различать происхождение отдельных зерен и точнее оценивать количество циклов эрозии в геологической истории этих обломочных зерен.

АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Определения и понятия. Горные породы, являющиеся источником материала для осадков, бесконечно разнообразны по своему минеральному составу, а количество типов пород, оказывающихся источником *материала для каждого данного песка, неограниченно велико*; в силу этого количество возможных минеральных ассоциаций оказывается также бесконечно большим. Действительно, двадцать минеральных видов могли бы, например, образовать 4845 сочетаний по четыре. Однако в действительности выявлено, что количество минеральных ассоциаций весьма невелико. Дуглас [26], например, выявил в Восточной Яве

всего пять ассоциаций: 1) цирконовую, 2) циркон-ставролитовую, 3) андалузитовую, 4) эпидотовую и 5) роговообманковую, каждая из которых названа по преобладающему минеральному компоненту. Подобные ассоциации были обнаружены в третичных отложениях Мексиканского залива Когеном [20], который выделил четыре зоны на основе появления новых индекс-минералов: ставролита, кианита, эпидота и роговой обманки. Фео-Кодесидо [29] подобным образом выделил шесть главных минеральных ассоциаций в третичных отложениях Венесуэлы. Замечательно то, что ассоциации, выделенные в этих и других осадочных бассейнах, в особенности мелового и третичного возраста, совершенно подобны друг другу. Ван Андел [4], суммируя данные по этой проблеме, описал только шесть обычных ассоциаций, выделенных и названных по их индекс-минералам: роговообманково-эпидотовую, эпидотовую, кианит-цирконовую, ставролит-цирконовую, гранат-циркон-турмалиновую и циркон-турмалиновую.

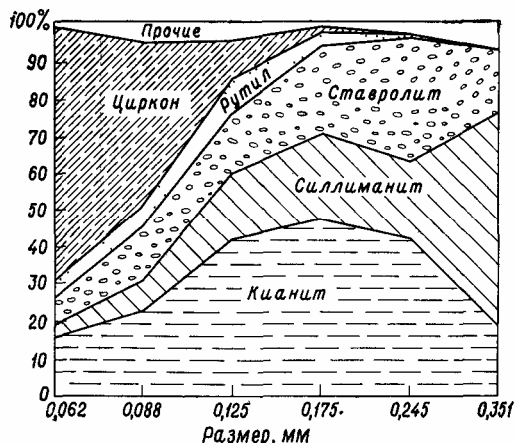
Как было отмечено ван Анделом и Петтиджоном [77], во многих осадочных бассейнах эти ассоциации следуют одна за другой во времени, образуя закономерное повторение в разрезе. Вообще нижние, более древние, минеральные ассоциации ограничены в количестве минеральных видов, тогда как самые верхние, более молодые, отложения содержат больше видов и включают много нестабильных минералов. Такая последовательность минеральных ассоциаций в особенности характерна для третичных бассейнов всего мира. Это можно считать либо следствием внутрислоевого растворения [77], либо результатом углубления эрозии и вовлечения в размыв все новых источников поступления обломочного материала [4].

В 1933 г. Эделман (см. [26]) определил *осадочную петрологическую провинцию* как «комплекс осадков, которые по своему географическому распространению, возрасту и происхождению образуют естественное единое целое». Это определение обычно приписывают Батурину [9] как результат его исследований на Кавказе. В общей форме провинция определяется границами географического распространения специфической *минеральной ассоциации*, обычно (но не всегда) ассоциации тяжелых минералов. Это не совсем правильно. Могут существовать субассоциации внутри границ отдельной провинции. Так, внутри третичного мо-лассового бассейна к северу от Альп существуют, например, субпровинции, связанные с конусами выноса с соседних хребтов [32]. Хотя весь материал здесь альпийского происхождения, каждый конус имеет свою собственную субассоциацию, определяемую локальным распределением пород-источников, из которых эта субассоциация и была извлечена. Внутри бассейна эти ассоциации поглощаются, теряют свою индивидуальность и входят в смешанные ассоциации.

Для выявления границ осадочных петрологических провинций необходимо *систематическое картирование* минеральных ассоциаций. Оно может уточнить положение областей сноса, которые располагались за пределами современных границ бассейнов, и определить системы па-леопотоков, а тем самым и древние склоны, что особенно важно в тех случаях, когда ориентированные текстуры отсутствуют или трудно наблюдаемы, как, например, в керне скважин или в подземных горных выработках.

Лучше всего выделять провинции, комбинируя данные о легких и тяжелых минералах, хотя можно выделять провинции лишь по какой-то единственной характерной особенности, например окатанности турмалина. В таких случаях может быть необходимым определить взаимоотношение между размером зерна и минеральным составом. В силу гидравлических факторов и разницы в исходных размерах некоторые ми-

Фиг. 8-7. Соотношения между размером зерен и частотой встречаемости тяжелых минералов
Песок Лафейетт, западная часть Кентукки
(по Поттеру, 1955).



неральные виды накапливаются предпочтительно в более тонкозернистых фракциях. Если структуры сравниваемых песков не одинаковы, то возможные широкие колебания в соотношениях минералов будут определяться различиями, определяемые размерами зерен, а не разными источниками сноса или возрастом. Диаграмма частоты встречаемости минералов в разных фракциях песка графически иллюстрирует существующие соотношения (фиг. 8-7). Эти вариации были изучены в деталях Риттенхаусом [83] и другими исследователями. Можно свести к минимуму влияние зернистости, так же как, вероятно, и межслоевого растворения, или использовать разные данные для одного минерала, например кварца или турмалина. Однако обычно вариации, связанные с размером зерен, не скрывают тех различий в ассоциациях тяжелых минералов, которые определяются разницей в породах областей сноса. Исходя из результатов детального изучения тяжелых минералов Рейна, ван Андел [3] сделал вывод о том, что изучение одной песчаной фракции в целом дает лучшие результаты, чем исследование отдельных градаций размерности, особенно если исследуется много образцов.

Другие осложнения возникают при опробовании геологических подразделений, которые не везде имеют одинаковый возраст. Например, современные континентальные шельфы могут быть покрыты современными песками и реликтивными песками плейстоценового возраста, связанными с ранним, более низким уровнем моря. Однако практика работ показала, что расположение областей питания и палеопотоков остается длительное время постоянным, и в древних осадках коротких стратиграфических интервалов никаких значительных изменений в минеральных ассоциациях, по-видимому, не может быть обнаружено.

Таким образом, удается показать, что минеральные ассоциации разделены географически и определяют выделение петрологических провинций. В то же время вблизи от границы между двумя провинциями может происходить смешение ассоциаций. При значительных площадях такая смешанная ассоциация будет определять самостоятельную провинцию или субпровинцию.

Выше было отмечено, что существует также последовательная смена провинций во времени. Изменения в характере ассоциаций связаны с углублением уровня эрозии и вовлечением в разрыв новых исходных пород или с изменениями режима водосбора в области размыва. Зависимость этого процесса от времени является определяющей для петрологической корреляции осадочных отложений. В то же время нужна большая осторожность при заключении о том, что зоны, выделенные по тяжелым минералам, действительно были обусловлены составом пород

С точки зрения статистики петрографический анализ образца, будь он аркозом или органогенным калькаренимом, представляет собой серии значений петрографических переменных $X_1, X_2, X_3, X_i, \dots$, которые были подсчитаны. Почти всегда петрографическая провинция определяется двумя или более переменными, такими, как количество полевого шпата и окатанность турмалина, т. е. является примером *многокомпонентной*, или *многомерной*, системы. В такой системе каждой точке опробования соответствует значение случайного вектора. Например, $[0,20, 0,29, 0,31, 0,11, 0,06, 0,03]$ или в более общей форме $[x_1, x_2, x_3, A-14, x_4, x_5]$, где компонентами вектора являются доли различных минералов, а сумма долей равна единице. Вектор может также определяться комбинацией переменных различных видов, например медианным размером, содержаниями округлых зерен, полевого шпата, поликристаллического кварца. В любом случае набор компонент вектора определяет точку в многомерном пространстве. Совокупность всех выборочных векторов образца составляет *набор*, или *матрицу*, данных:

$$\begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & x_{13} & \dots & x_{1m} \\ x_{21} & x_{22} & x_{23} & \dots & x_{2m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{n1} & x_{n2} & x_{n3} & \dots & x_{nm} \end{bmatrix},$$

где n —число образцов, каждому из которых соответствует m переменных. Эта матрица данных представляет собой таблицу результатов анализов и является отправным пунктом для всего последующего исследования.

Обычно опробование считается наилучшим, если оно систематически покрывает весь бассейн или обнаженные выходы пород и дает возможность максимально точно разграничить петрографические провинции. Очень полезными могут оказаться при опробовании данные о палеопотоках и общей стратиграфии. Обычно лучше всего произвести сначала предварительное петрографическое изучение образцов, а затем, если нужно, сгустить сеть опробования у границ петрографических провинций, где проявляется наибольшее смешивание.

Сейчас стал доступен ряд статистических методов, применяемых при картировании (табл. 8-4). Их общая цель состоит в том, чтобы получить из данных, по которым строится карта, больше информации, чем может быть получено при прямом ее осмотре. Большинство этих методов являются многомерными, и для их использования требуются вычислительные машины. К счастью, программы для ЭВМ сейчас легкодоступны [65].

Наиболее легкий путь упрощения карты минеральных ассоциаций состоит в построении линейной комбинации некоторых изученных переменных величин, что приводит к новой, единой переменной. Циркон-турмалин-рутиловый (ZTR) показатель Хьюберта [40] представляет собой пример такого подхода.

Другой одномерный метод состоит в построении поверхности тренда — его первоначально популяризовал Крамбейн [50] и позднее модифицировали и расширили многие другие. В статьях [51, 67, 68] рассмотрены детали вычислений и различные методы. Простые графические методы, использующие распределение средних величин по площади, также можно использовать для построения карт поверхностей тренда [74]. Аллен и Крамбейн [2] и Кадиган [19] предложили специфический способ применения данных об источниках обломочного материала. Кроме того, выявление поверхностей тренда широко исполь-

Таблица 84 Основные статистические методы, используемые при картировании

Одномерные

Линейная комбинация

Комбинируют две переменные или более в виде одной, такой, как ZTR-показатель, который представляет собой сумму содержаний циркона, турмалина и рутила и, следовательно, является мерой зрелости комплекса тяжелых минералов. Можно использовать много других комбинаций сумм и (или) отношений переменных. Обычно применяемые ЭВМ не требуются.

Построение поверхности тренда

Выявляет в нанесенных на карту данных основные систематические тенденции. Последовательно подбирает математические поверхности, описывающие площадную изменчивость одной переменной, и вычисляет остаток — разницу между вычисленными и наблюдаемыми значениями в каждой точке. Существуют две главные модели полиномиальная (линейная, квадратическая, кубическая и более высоких порядков) и ряды Фурье. Известно много программ для ЭВМ.

Многомерные

Обобщенное расстояние

Показывает отклонение выбранного образца от всех остальных. Используют две переменные или более и рассчитывают расстояние между парами векторов. Мерой сравнения является функция сходства, которая определяет угол между парами векторов.

Энтропия

Определяют степень смешения компонентов пробы. Энтропия максимальна, когда смешение максимально, при этом конечные члены независимо от их состава имеют минимальную энтропию. Образцы с одинаковыми соотношениями различных компонентов имеют близкую энтропию.

Анализ групп

Образцы объединяются в группы по иерархическим уровням. Может быть использовано много различных мер сходства (подобия). Группировку показывают в виде дендрограммы.

Q метод факторного анализа или, векторный анализ

Представляет собой метод свертывания данных на основе сопоставления с простейшими по составу конечными членами в совокупности образцов и последующего представления оставшихся проб через эти конечные члены. Сейчас большинство ЭВМ при использовании этого метода работает только со 100 образцами или менее.

зается при анализе фациальных карт. Так как это одномерный метод, его нужно применять отдельно для каждой изучаемой величины.

Составление карт расстояний или сходства, вероятно, является наиболее простым из всех многомерных методов, используемых при картировании, и часто они наиболее информативны, особенно если рассматриваемый пример выбран корректно. Статьи Крамбейна [49] и Имбри [44] описывают их использование. Функции энтропии [75] также весьма полезны, особенно для того, чтобы обеспечить лучшее разграничение смеси минеральных ассоциаций вблизи от их границ.

Анализ групп (кластер-анализ) [71, 100] подобен факторному анализу в том отношении, что позволяет существенно свернуть информацию, но он проще для понимания и расчета. Этот метод позволяет сгруппировать серии образцов по иерархическим уровням и изобразить это графически, другими словами, подойти к выявлению сначала небольших, а затем все более и более важных связей. Если образцы имеют географическую общность или составляют общность по составу, контуры распределения такой зависимости немедленно станут очевидными. Программа, реализующая анализ групп на ЭВМ для некоего

•ственных признаков, таких, как присутствие или отсутствие минерала, была составлена Бонем-Картером [16].

Q-метод факторного анализа был введен в геологию Имбри и ван Анделом [43], которые применили его для изучения ассоциаций тяжелых минералов, хотя исследователи карбонатов и раньше использовали этот метод очень широко. Сейчас существует ряд вариантов факторного анализа и разработаны соответствующие программы для ЭВМ [65, 72].

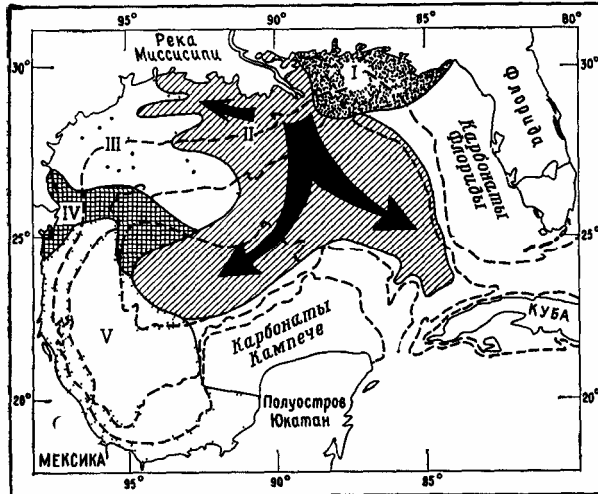
ПРИМЕРЫ ИЗУЧЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА | И ОБСТАНОВКИ В ОБЛАСТЯХ СНОСА

Современные пески. Иногда оказывается полезным определить источник материала определенной залежи песка: песка данной части пляжа, песка дюны или определенной площади шельфа. Иначе говоря, часто нужно установить, из каких регионов поступили осадки определенного современного бассейна и на каких площадях они распространены, например пески бассейна Северного моря или даже пески в пределах отдельного эстуария или порта. Нас может также интересовать, из какой части водосборного бассейна поступил определенный минерал, например золото в аллювий, или из какой части бассейна он извлечен, если накопление осадков приводит к образованию промежуточного коллектора. Подобным образом минералогия ледниковых песков может стать ключом к познанию состава коренных пород, которые в настоящее время скрыты вследствие перемещений или перекрыты болотами и озерами. Современные исследования, направленные на решение подобных задач, обычно опираются на изучение ассоциаций тяжелых акцессорных минералов в песке и на общие представления о петрологии потенциальных или возможных областей размыва. Описание нескольких примеров приведено ниже.

*Северное побережье Мексиканского залива*¹. На основании изучения образцов из береговых и прибрежных отложений в северной части Мексиканского залива выделяются четыре петрологические провинции, с востока на запад: восточная провинция Мексиканского залива, провинция реки Миссисипи, западная провинция Мексиканского залива и провинция реки Рио-Гранде. Каждая из них характеризуется ассоциацией тяжелых минералов. Восточная провинция отличается высоким содержанием ставролита и кианита. Провинцию реки Миссисипи можно назвать амфибол-эпидот-пироксеновой, в особенности это касается современного речного стока. Западная провинция подобна предыдущей и, вероятно, образована главным образом материалом стока Миссисипи в предшествующие эпохи. Провинция реки Рио-Гранде характеризуется базальтоидной роговообманково-пироксеновой ассоциацией. Распространение этих минеральных ассоциаций наилучшим образом объясняется медленным перемещением к западу потока материала, приносимого в залив рекой Миссисипи, причем именно к западу, а не к востоку. В западной части залива эта ассоциация изменяется, так как ее разбавляет материал, выносимый на побережье более мелкими реками Техаса (Бразос, Тринити, Колорадо). Река Рио-Гранде приносит большой объем песка и, таким образом, определяет провинцию, отличающуюся своими собственными особенностями.

Изучению источников песков Мексиканского залива посвящены также более поздние исследования [5, 25], обобщенные результаты которых представлены на фиг. 8-9.

¹ Goldstein A. Jr , Sedimentary petrologic provinces of the northern Gulf of Mexico Journ Sed. Petrology, 12, 77—84, 1942



Фиг 89 Главные провинции минералов тяжелой фракции, обусловленные площадным распределением осадков реки Миссисипи и главными направлениями рассеяния в Мексиканском заливе

Провинции I — восточная II — реки Миссисипи III — центрального Техаса IV — реки Рио Гранде V — Мексиканская Карта составлена Девисом и Муром [25]

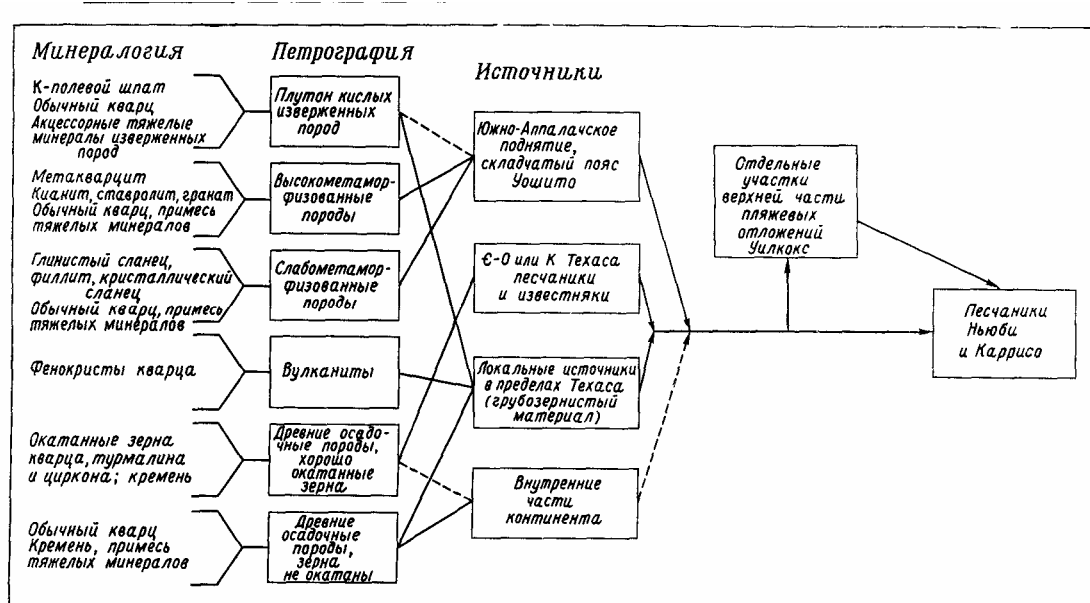
*Калифорнийский залив*¹ Ван Андел установил провинции минералов тяжелой фракции в Калифорнийском заливе. В северной части преобладает амфибол-эпидот-пироксеновая ассоциация реки Колорадо. Кроме того, вблизи пограничных зон существуют пески, обусловленные боковым поступлением материала из местных источников. Центральная и южная части залива характеризуются особенностями, обусловленными привносом из местных источников сноса (с запада и с востока) и отсутствием заметного переноса с севера на юг.

*Северное море*² Этой работе предпослан обзор философии и методов эдельмановской школы осадочной петрологии. Кратко рассмотрены определения осадочной петрологической провинции, критерии оконтуривания таких провинций, типы минеральных ассоциаций, а также причины их формирования.

Опираясь на обзор всех предшествующих работ по петрологии дна и побережий Северного моря, Баак использовал данные более чем о 1000 образцов, в которых было определено больше 30 разновидностей минералов и обломков пород. Выделено пять провинций, или типов, минеральных ассоциаций: группа Н отличается гранат-эпидот-соссюрит-роговообманковой ассоциацией, группа А — главным образом гранат-эпидот-роговообманковой, группа Е — гранат-авгитовой ассоциацией, группа Норт-Хиндер подобна современному песку Рейна и отличается авгит-роговообманково-соссюритовой ассоциацией и, наконец, песок донного типа третичного возраста характеризуется циркон-гранат-рутиловой ассоциацией. В работе описаны и закартированы распределение ассоциаций и смешанные типы ассоциаций, развитые вдоль границ распространения главных ассоциаций. Специально рассмотрены прибрежные зоны Голландии и Франции.

Описаны геологическая история бассейна Северного моря и вероятные источники различных терригенных минеральных ассоциаций. В основном дно Северного моря представляет собой затопленную сушу, где седиментация не была интенсивной, в силу чего донные осадки не связаны с последними событиями в геологической истории этого региона. Группа А образована главным образом ледниками Скандинавии,

¹ Van Andell T] H Recent marine sediments of Gulf of California, Am Assoc Petroleum Geologists Mem 3,216—310,1964 ² По Бааку [6]



Фиг. 8-10. Диаграмма происхождения эоценовых песчаников Каррисо и Ньюби, Техас ([90], с изменениями).

группа Е—также ледниками, но из Англии и Шотландии, третичная группа развита локально и образована при размыве подводных обнажении третичных пород. Группа Н обусловлена смешением материала:

с одной стороны, песка рейнского типа, а с другой — подчиненного количества флювиогляциального материала, когда в период риского оледенения Северное море было закрыто и сток происходил через Ла-Манш. Группа Норт-Хиндер представляет собой песок, отложенный Рей-ном в течение стадии «нижней террасы».

Древние песчаники. Изучение источников обломочного материала в древних песчаниках является обычной составной частью анализа проблемы образования песчаников. Сюда относятся как отдельные предположения, так и достаточно трудоемкие построения, направленные на раскрытие исходных пород и областей питания. Ниже приведены представительные примеры исследований происхождения терригенного материала песчаников.

*Эоцен прибрежной равнины Техаса*¹. Эоценовые песчаники Техаса, относящиеся к формациям Каррисо и Ньюби, представляют собой кварцевые субграувакки с 5—10% полевого шпата и 5—25% обломков пород, главным образом кремня, филлита, глинистого сланца и мета-кварцита. Кварц частично повторно переработан (очень хорошо ока-танный), частично вулканический (фенокристы), большей частью встречается в виде полуугловатых монокристаллов. Минералы тяжелой фракции представлены несколькими разновидностями циркона и турмалина, а также ставролитом, кианитом, рутилом и гранатом.

Авторы установили пять классов исходных пород: кислые плутонические породы, глубоко- и слабометаморфизованные породы, вулканические породы и более древние осадки. Наиболее важную роль играют кислые плутонические породы и метаморфиты, из которых поступили почти все легкие минералы, а также ассоциация тяжелых минералов,

¹ По Годду и Фолку [90].

характерная для метаморфических пород. Изначальной областью сноса были горные породы южной части Аппалачских гор, однако промежуточным источником материала были подстилающие породы пляжевой формации Уилкоккс. Тодд и Фолк полагают, что только Аппалачи могли поставлять главным образом грубозернистые фракции, включая и вулканический кварц (фиг. 8-10).

Появление в основании отложений Клейборн, верхний эоцен, материала из района Аппалачей свидетельствует о резком тектоническом поднятии южной части этого района в то время.

*Пенсильванские отложения бассейна Иллинойс*¹. Здесь выделены две региональные минеральные провинции, различающиеся по степени окатанности турмалина и разновидностям кварца. Статистическая значимость наблюдаемых различий была оценена при помощи дисперсионного анализа — одного из видов многомерного анализа.

Западная провинция Иллинойс характеризуется полным отсутствием галек метаморфического кварца, высокой окатанностью турмалина, незначительным количеством полевого шпата и низким содержанием поликристаллического кварца. В восточной провинции отмечены гальки метаморфического кварца, низкая окатанность турмалина, содержание поликристаллического кварца от среднего до высокого и полевого шпата 1—5%.

Ортокварцитовая² природа этих песчаников, отсутствие или относительно малое количество полевого шпата, обедненная ассоциация тяжелых минералов — все это указывает на образование их в обеих провинциях за счет ранее существовавших осадочных пород, являвшихся источниками материала. Ориентировка косой слоистости указывает, что источником осадков западной провинции были более древние осадки палеозоя, обнажавшиеся в пределах Трансконтинентального свода в пенсильванское время. Осадочный материал восточной провинции, по-видимому, ПОСТА пал с восточной части щита и в особенности из района Аппалачей.

Это исследование показывает ценность использования данных по палеопотокам в совокупности с данными петрологии. Становится также ясным, как много может быть сделано в области петрологии достаточно древних пород, для которых характерны относительно обедненные по составу ассоциации минералов.

Эти отложения и их роль в геологической истории бассейна Иллинойс рассмотрены в гл. 12.

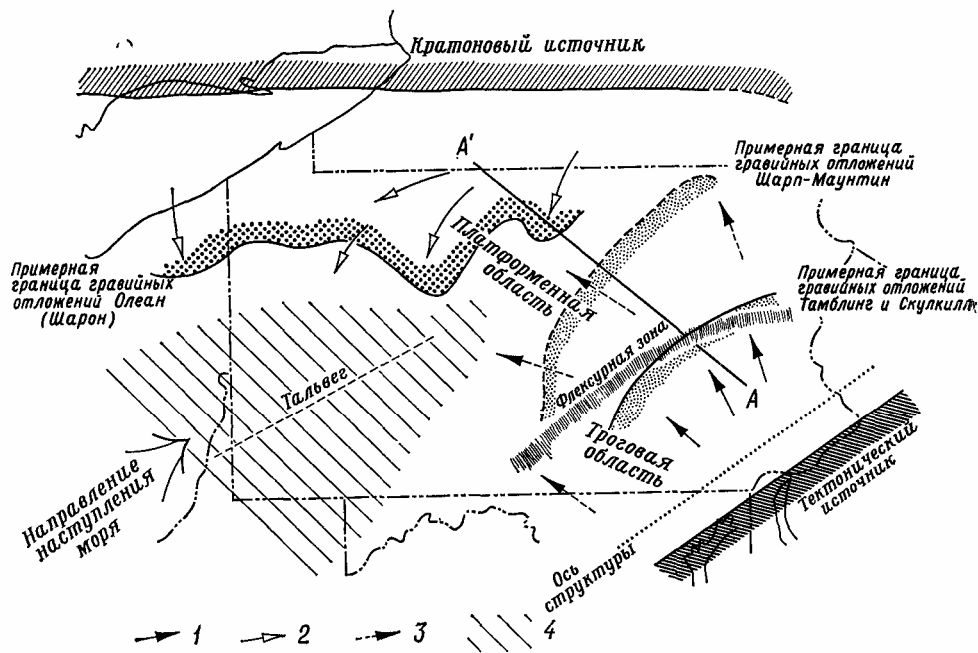
*Моласса к северу от Альп*³. Известная работа Фюхтбауэра основана на минералогическом анализе более 1500 образцов, отобранных на полосе 450 км длиной, лежащей севернее Альп. Молассовые отложения обнажены вдоль наклонной южной окраины этого бассейна. Они представлены грубыми конгломератами конусов выноса, которые, погружаясь, переходят в тонкозернистые, горизонтально залегающие отложения внутренних частей бассейна.

Эти песчаники содержат много полевых шпатов и обломков пород, особенно доломитов, и характеризуются непостоянным набором минералов тяжелой фракции, образующих отдельные субассоциации, которые соответствуют каждому отдельному конусу выноса и отражают его местный источник в Альпах.

¹ Siever R, Potter P. E, Sources of basal Pennsylvanian sediments in the Eastern Interior Basin, Part II, Journ Geology, 64, 317—335, 1956.

² Под ортокварцитами авторы вслед за Петтиджоном [77] и другими исследователями понимают мономинеральные кварцевые песчаники. — Прим. перев.

³ По Фюхтбауэр\ [32]



Фиг. 8-11. Региональная схема осадконакопления и палеогеографии формации Потсвилл [64].

Нижняя и средняя части формации Потсвилл (1—2); 1 — распространение материала из тектонически активной области; 2 — распространение материала из области кратона; 3 — верхняя часть формации Потсвилл, распространение материала из тектонически активной области; 4 — приблизительная граница максимального наступления моря [64].

Эти ассоциации тяжелых минералов устанавливаются и по направлению в глубь бассейна, а их картирование позволяет определить пути переноса осадочного материала. Близ окраин бассейна перенос оказывается латеральным, а внутри его преобладает продольная ориентировка направления переноса материала. Небольшое количество материала поступало также с северной стороны этого бассейна, откуда приносился чужеродный комплекс тяжелых минералов, состоящий главным образом из турмалина, циркона и рутила, тогда как преобладающая ассоциация, поступающая с Альп, представлена главным образом гранатом, ставролитом, апатитом и цирконом со значительной примесью эпидотового компонента на юго-востоке. Минеральный состав песков также менялся во времени: более древние пески образовались за счет осадков флиша, включающих известняки и доломиты, тогда как более молодые содержат значительную долю материала, образованного из кристаллических пород Альп.

Исследование, проведенное Фюхтбауэром, показывает, как петрография песков в совокупности с данными стратиграфии позволяет понять особенности процесса заполнения бассейна и реконструировать палеогеографию региона. Это прекрасный пример одновременного использования данных по поверхности и по глубоким горизонтам, который показывает, как много можно сделать, даже если отсутствуют сведения о палеопотоках.

Отложения Потсвилл в центральных Аппалачах¹. Отложения раннего и среднего Пенсильвания в северной части центральных Аппалачей

* По Меккелю [64].

накапливались в вытянутом на северо-восток бассейне, ограниченном на его северной стороне стабильным платформенным кратоном, а на юго-востоке тектонической сушей, которая служила источником материала и была сложена главным образом осадочными и метаморфическими породами.

В течение потсвиллского времени бассейн несимметрично заполнялся с двух сторон (фиг. 8-11). Это заключение подтверждается распределением палеопотоков в песчаниках и наклоном галек в конгломератах. Хотя пески, поступавшие из двух областей сноса, во многих отношениях похожи и оба типа относятся к переотложенным (полициклическим), они обнаруживают и существенные различия, в частности варьирует значение отношения монокристаллического к поликристаллическому кварцу. В среднем оно составляет 11,0 в тех песках, которые поступили с кратона, и 3,0 в песках, поступивших с геосинклинальных поднятий.

Это исследование является хорошим примером того, сколь полезны данные о палеопотоках и фациальных изменениях (размер гальки) в установлении источников материала. Петрографические данные сами по себе полезны, но их значение неизмеримо возрастает, если они сопровождаются картами палеопотоков и фациальными картами.

Глава 9

ПРОЦЕССЫ ПЕРЕНОСА, ОТЛОЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПЕСКОВ*

ВВЕДЕНИЕ

Одна из главных задач седиментологии заключается в том, чтобы, исходя из особенностей слоя, понять, как песок отлагался: под воздействием текучей воды либо ветра на суше или при различных условиях в океане. Это нелегкая и важная проблема; в ней перекрываются задачи и методы таких областей науки, как геоморфология (в части исследования речных долин), инженерная гидравлика, рассматривающая воды в реках, бухтах и на побережьях; физическая океанография, изучающая перемещение вод в океане; гидродинамика, описывающая фундаментальные законы движения жидкостей и газов и перемещение в них различных частиц.

Хотя исследование движения жидкости, не содержащей посторонних частиц, достаточно трудно, оно все же легче, чем анализ смеси жидкости и осадка. В последнем случае требуется изучить не только поведение частиц самой жидкости, но и установить соотношения между поведением практически бесконечного числа осадочных частиц и характеристиками потока, изменяющимися от точки к точке как в пространстве, так и во времени. Даже после введения ряда упрощающих допущений поставленная задача остается исключительно сложной.

Перенос и отложение песка можно рассматривать с различных точек зрения. Так, в литературе большое внимание уделялось силам, действующим на отдельные частицы. Были выведены уравнения, связывающие перенос с характеристиками потока в единицах веса на единицу площади поперечного сечения за единицу времени. Будучи очень важными в теоретическом и практическом отношении для инженерных задач, эти уравнения не представляют прямого интереса для исследователя древних песчаников вследствие того, что скорость процесса седиментации конкретного песчаного тела или пласта определить исключительно трудно, если не невозможно, не только для древних, но и для современных отложений. Несмотря на то что седиментологи затратили много энергии на гранулометрический анализ, надеясь выявить определяющие соотношения с гидродинамическим режимом, в действительности из литературы об экспериментальных работах такого рода удастся извлечь не много пользы. Интересам седиментологов в большей степени отвечает исследование соотношений между характеристиками потока и типом, величиной и миграцией песчаных волн (ряби и дюн) на границе раздела осадок— вода или, в более общем виде, изучение характера наслоения и текстур осадочных отложений. Но как обстоит дело с морфологически более крупными объектами, такими, как песчаная коса, или наносы в устьях рек, или профиль равновесия пляжа? Ясно, что изучение переноса и отложения песка в указанном масштабе тесно связано с морфологией песчаных тел, рассмотренной в гл. 11.

* Глава переведена при участии Б. С. Горобца. — *Прим. ред.* 292

При подборе материала для настоящей книги и его интерпретации мы исходили главным образом из того, что нас как геологов в первую очередь интересует понимание прошлого. Например, для тщательного гидродинамического исследования поперечного сечения современного течения реки требуется измерить секундный расход воды или среднюю скорость, найти тангенс угла наклона, определить профиль дна и средний медианный диаметр частиц, а также такие свойства жидкости, как вязкость и плотность. В то же время при изучении побережья требуются следующие параметры: профиль прибрежного дна, угол абразии, длина волны и ее амплитуда, медианный диаметр зерен песка, свойства жидкости. Используют большое число и других, более сложных параметров, употребляемых в настоящее время в гидродинамике, однако почти все они могут быть получены из указанных величин. В обоих случаях эти переменные величины определяют и анализируют для того, чтобы понять конечный результат процессов: гранулометрическое распределение, формы залегания и, возможно, морфологию залежей песков. Напротив, геолог, наблюдающий речную или морскую осадочную породу, имеет дело только с конечным результатом, поскольку жидкая фаза уже давно исчезла, и ему предстоит охарактеризовать по крайней мере некоторые ее стороны. Так что, имея дело с древними песками или песчаниками, геолог рассматривает процессы формирования через «линзу геологии», и это сильно влияет на его точку зрения о переносе и отложении. В сущности он располагает данными лишь о распределении зерен по размерам, об осадочных текстурах, напластовании, вертикальном разрезе и информацией о формах залегания осадочной породы. Другими словами, если, применяя данные о механике переноса осадков к древним песчаникам, мы хотим извлечь максимальную пользу, то нужно брать за основу те переменные величины, которые оставили после себя заметные следы.

Другой вопрос, на который нелегко ответить точно, каковы цели нашего исследования? Можно было бы немедленно ответить: лучше понять условия во время отложения осадка. В деталях это означало бы: установить скорость или расход воды потока, оценить его глубину и, возможно, составить схему поля распределения движущих сил по телу песчаника или же сделать правильный выбор между воздушным и водным переносом или переносом в виде суспензий и волочения частиц по дну. Можно было бы поставить также следующие вопросы: почему некоторые осадочные текстуры обычно встречаются совместно в определенной временной последовательности, например градационная слоистость? При каких условиях происходит деформация в еще не отвердевшем осадке? В ответах на эти вопросы мы ищем физическое объяснение причин слоистости и ее распределения по площади залежей песка. Мы, конечно же, отдаем себе отчет в том, что это обусловлено физическими условиями переноса песка и, следовательно, в первом приближении не зависит существенно от конкретной географической обстановки. Тем не менее мы надеемся связать сложные комбинации режимов течения с обстановкой осадконакопления, хотя это далеко не просто. Наконец, хотелось бы подчеркнуть, что изучение гидродинамики наложения осадков и распределения их в пределах залежей песка находится еще в начальной стадии, напоминая в общих чертах состояние аэродинамической теории в начале XX в., когда Хансейкер писал в 1915 г.: «Несовершенная теория, используемая как путеводитель для качественных выводов, лучше, чем отсутствие теории вообще».

Первая часть этой главы «Течение и перенос» дает минимум сведений, необходимых для понимания процессов переноса, распределения и деформации песка. Прежде всего начнем с относительно простого

рассмотрения потока жидкости без увлекаемых частиц и затем перейдем к взаимодействию жидкости и песчинок. Читатель, не знакомый с элементарной механикой сплошных сред, может обратиться к приведенным литературным источникам» которые содержат основные сведения из инженерной гидравлики и гидродинамики, а также к словарю специальных терминов в конце главы, который содержит часто встречающиеся термины гидродинамики.

Последующие подзаголовки этой главы отражают некоторые главные явления и процессы, изучаемые седиментологией в той последовательности» которая соответствует естественным условиям. Среди них основной проблемой являются гидродинамические условия возникновения осадочных текстур. Тем не менее мы рассмотрим и некоторые более широкие аспекты переноса и отложения песка, отдельные вопросы затронуты также в гл. 11, хотя и с совершенно иной точки зрения. Ввиду того что сведения о поведении системы жидкость — песчаное зерно и о гидродинамическом происхождении осадочных текстур не одинаково полны, изложенный материал неоднороден по своей доступности и очевидности.

ТЕЧЕНИЕ И ПЕРЕНОС

Свойства потока жидкости. Существуют два типа потоков — *ламинарный* и *турбулентный*, соответствующие различным кинематическим и динамическим свойствам жидкостей. В первом случае, когда *линии тока* (воображаемые кривые, касательные к которым в каждой точке совпадают с направлением движения частицы жидкости) параллельны и могут рассматриваться отдельно друг от друга, поток перемещается в виде совокупности слоев, параллельных граничной поверхности, причем не происходит переноса массы между слоями. Поток относительно медленный, компоненты скорости, не совпадающие с главным направлением потока, пренебрежимо малы. Во втором случае в турбулентном потоке линии тока сложным образом перекручиваются друг с другом, постоянно изменяются во времени непредсказуемым образом, так что вместо движения жидкости в виде устойчивых слоев мы имеем сложную систему вихрей, которые определяют нерегулярный, случайный характер движения, налагающийся на общее поступательное движение жидкости. В турбулентном потоке массы воды поднимаются, опускаются, передвигаются в боковых направлениях относительно общего направления потока, осуществляя таким образом перенос массы и количества движения. Хотя нерегулярное движение различных объемов жидкой массы характеризуется скоростями, которые лишь на несколько процентов отличаются от средней скорости, оно тем не менее решающим образом воздействует на поток в целом, потому что именно турбулентность поддерживает посторонние частицы во взвешенном состоянии — либо постоянно, как в случае глинистых и алевритовых частиц в реках и частиц песка в стационарных мутьевых потоках, либо в течение какого-то промежутка времени, как это свойственно большей части зерен песка в реках, дюнах и пляжах.

Турбулентность увлекает посторонние частицы за счет совместного действия двух сил: дополнительной силы воздействия со стороны частиц жидкости и локального уменьшения давления при прохождении сверху турбулентного вихря. Оба эффекта приводят к увлечению песка вдоль дна потока. В природе практически все потоки турбулентны. Турбулентность в реках порождается главным образом касательной составляющей силы тяжести вдоль русла и может существенно усиливаться неровностями дна; вдоль береговых линий и в открытом море турбу-

Таблица 9-1 Обычно используемые обозначения физических величин и их размерность

d — диаметр зерна, L	ρ_s — плотность твердой фазы, ML^{-3}
D — глубина воды, L	ρ_l — плотность текучей среды, ML^{-3}
F — число Фруда,	O_s — сдвигающая сила, действующая на твердые частицы в жидкости или в газе, $J-T^{-2}$
g — ускорение силы тяжести, LT^{-2}	τ — напряжение сдвига, или касательное напряжение, $AfZ \cdot T^{-2}$
L — длина, L	τ_o — касательное напряжение на границе раздела текучей среды и твердой фазы, $AfL \cdot T^{-2}$
M — масса, M	$\tau_{<}$ — касательное напряжение на границе раздела мутяевого потока и верхнего жидкостного слоя $\Delta\Pi \cdot T^{-2}$
P — давление, $ML^{-1} \cdot L^{-2}$	$\tau_{\cdot, \cdot}$ — касательное напряжение между двумя смещающимися относительно друг друга слоями, $ML^{-1} \cdot T^{-2}$
R — число Рейнольдса	
R^\wedge — пограничное число Рейнольдса Γ — время, T	
v — скорость, LT^{-1}	
γ — скопость, скольжения или трогания LT^{-1}	
α — угол наклона	
T — удельный вес, $ML^{-2} \cdot L^{-2}$	
ν — динамическая вязкость, $ML^{-1} \cdot T^{-1}$	
ν — кинематическая вязкость, $L^2 \cdot T^{-1}$	
ρ — плотность, ML^{-3}	

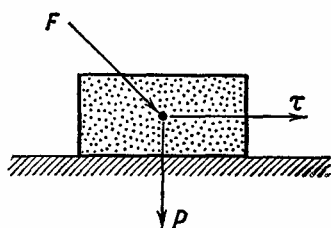
лентность создается волнами, давлением ветра на поверхность воды и усилиями сдвига между течениями. В воздушной среде турбулентность делает возможным перенос ветром обломков пород при вулканических извержениях. Масштаб турбулентности движения различен: от микро до макро. Макротурбулентность легко наблюдать в реках, там, где вихри бурлящей воды вдруг 'выходят на поверхность, существуют в течение нескольких секунд и затем сменяются другими вихрями. Удобную классификацию макротурбулентности предложил Маттес [83].

Действие потока, как ламинарного, так и турбулентного, на пограничную поверхность осадка зависит от свойств жидкости: *плотности ρ , динамической или абсолютной вязкости ν* , некоторого гидродинамического параметра, связанного с *ускорением* или *скоростью*, от геометрии границы раздела осадок—вода. Плотность и динамическая вязкость связаны с двумя широко употребляемыми характеристиками:

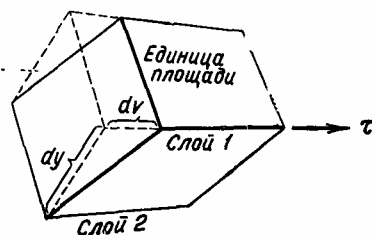
удельным весом $\gamma = \rho g$, где g —ускорение силы тяжести, и *кинематической вязкостью $\nu = \eta/\rho$* . Обычно используемые символы и размерность соответствующих величин приведены в табл. 9-1.

Каждая реальная текучая среда, такая, как вода или воздух, обладает внутренним сопротивлением потоку, возникающим за счет сил трения, которое называется вязкостью. Вязкость жидкости или газа является мерой их сопротивления деформации сдвига — мерой той силы, с которой более медленно движущаяся масса текучей среды тормозит движение более быстро перемещающейся массы, так что между ними на границе раздела возникает *напряжение сдвига*, или касательное напряжение τ . Напряжение сдвига измеряется силой на единицу площади и всегда действует параллельно направлению движения (фиг. 9-1). Напряжение сдвига, действующее между двумя массами жидкости (газа) или между жидкостью и твердым телом, как, например, касательное напряжение, производимое течением воды на поверхность раздела двух сред, или же напряжение сдвига, вызываемое воздействием волн на прибрежную отмель,—это фундаментальные понятия в механике переноса осадков. В ламинарном потоке напряжение сдвига, или движущая сила, действующая на единицу площади поверхности, разделяющей две массы, смещающиеся относительно друг друга, равно

$$\tau = \eta \left(\frac{dv}{dy} \right), \quad (9-1)$$



Фиг. 9-1. Разложение приложенной к частице силы F на составляющие: давление P и напряжение сдвига τ , обе величины имеют размерность давления ($ML^{-1}T^{-2}$).



Фиг. 9-2. Геометрическое выражение напряжения сдвига, возникающего между слоями жидкости, смещающимися относительно друг друга.

Слой 1 смещается по отношению к слою 2, под величиной τ можно понимать силу, обуславливающую изменение скорости dv по высоте dy .

где dv/dy — градиент скорости вдоль нормали по отношению к границе раздела, y — расстояние от дна, v — скорость (фиг. 9-2).

Динамическая вязкость — свойство жидкости (газа), которое не зависит от особенностей самого течения, но сильно зависит от температуры рассматриваемой среды и уменьшается с повышением температуры. Температурная зависимость вязкости является результатом изменения взаимодействия между молекулами текучей среды, так как действующие в ней молекулярные силы связаны определенным соотношением с вязкостью. Эта температурная зависимость имеет важное значение в седиментологии, потому что вязкость резко влияет на скорость осаждения переносимых частиц: чем холоднее вода, тем она имеет большую вязкость и большее сопротивление к деформации, а следовательно, и скорость осаждения будет меньше. Изменение скорости осаждения может, таким образом, существенно изменять способность потока к переносу песка течением и тем самым влиять на формирование микрорельефа границы раздела песок—вода. Другим фактором, влияющим на динамическую вязкость, является концентрация тонкодисперсной глинистой взвеси. Вязкость смешанной системы глина — вода называется кажущейся вязкостью; она больше вязкости чистой воды и играет существенную роль в понижении скорости осаждения взвешенных частиц. Этот фактор совместно с большей движущей силой грязевых (селевых) потоков при данной температуре и расходе жидкости обуславливает повышенную способность мутявого потока к переносу песка по сравнению с потоком чистой воды. Это обстоятельство чрезвычайно важно для уяснения механизма мутявых потоков.

В турбулентном потоке нужно учитывать не только вязкость, обусловленную силами трения, о чем говорилось выше, но и вязкость, появляющуюся в результате турбулентных вихрей, так что сила сопротивления определяется в этом случае выражением

$$r = (v_i + n) dv/dy, \quad (9-2)$$

где r — турбулентная вязкость, которая выражает скорость обмена жидкой массой между соседними объемами воды, т. е. это вязкость, обусловленная турбулентным переносом количества движения. Ввиду сложного статистического характера движения, присущего турбулентным вихрям, используется усредненная по времени скорость v при определении градиента dv/dy в любой точке среды в отличие от dv/dy в случае ламинарного течения. Неупорядоченный обмен вещества между

различными объемами жидкой массы ответствен не только за передачу количества движения, замедля быстрые частицы и ускоряя более медленные, но и обуславливает перенос осадков, а также выравнивание концентраций растворенных солей. Турбулентная вязкость зависит от закона движения текучей среды и гораздо меньше связана с ее температурой, чем динамическая вязкость. Количественно турбулентная вязкость в полностью турбулентных потоках всегда значительно превосходит динамическую, за исключением тонкого пограничного слоя.

Для проведения различия между турбулентными и ламинарными-потоками используют число Рейнольдса R , которое определяется по' формуле

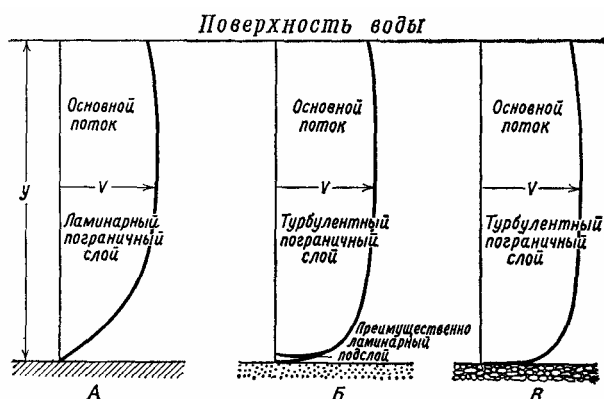
$$R = \frac{\rho v L}{\mu}, \quad (9-3)$$

где L — некоторый масштаб в единицах длины, называемый иногда гидравлическим радиусом (для рек часто берут их глубину). Число Рейнольдса есть отношение силы инерции потока к силе его внутреннего трения и, как таковое, выражает отношение между движущей (влекущей) и тормозящей силами. Английский физик Рейнольдс указал в 1883 г. соотношение между силами инерции и внутреннего трения (вязкости), которое выражается безразмерным числом. Для потока какой-то определенной геометрии большое число Рейнольдса, например существенно превышающее 2000, указывает, что поток является турбулентным и что силы инерции гораздо больше сил внутреннего трения. Таким образом, чем больше число Рейнольдса, тем меньше влияние динамической вязкости в рассматриваемом потоке. Напротив, если R мало, например значительно меньше 500, преобладают силы внутреннего трения — поток ламинарный. Для заданных границы раздела, типа жидкости и ее температуры существует интервал значений R , определяющий переходную (неустановившуюся) форму течения, промежуточную между двумя видами потока— ламинарным и турбулентным. Эта переходная форма зависит также от геометрии потока и шероховатости границы-раздела.

Другим играющим важную роль безразмерным числом является число Фруда F — отношение силы инерции к силе тяжести. Число Фруда определяется равенством

$$F = \frac{v}{\sqrt{Dg}}, \quad (9-4)$$

где v — скорость, D — глубина, g — ускорение силы тяжести. Число Фруда используют в гидродинамических задачах, где поток характеризуется неограниченной или свободной поверхностью, как, например, в морских течениях или в мелководной приливной зоне в устьях рек. Свободной поверхностью подводных мутьевых течений считают границу между более плотным мутьевым течением, проходящим снизу, и чистой водой сверху. В потоках со свободной поверхностью сила тяжести играет весьма существенную роль в отличие, например, от потока в трубе, где движущей силой является давление, а не сила тяжести. Число Фруда позволяет также провести различие между следующими двумя типами потоков: очень быстрым течением—*быстротоком*, которое называют также сверхкритическим ($F > 1$), и *спокойным течением*, иногда называемым субкритическим ($F < 1$). При переходе от одного типа течения к другому возникает так называемое *критическое течение* ($F = 1$). При сверхкритическом течении волны на поверхности будут перемещаться вниз по течению, тогда как при субкритическом течении они бегут против течения. Сверхкритическое течение возникает над речными



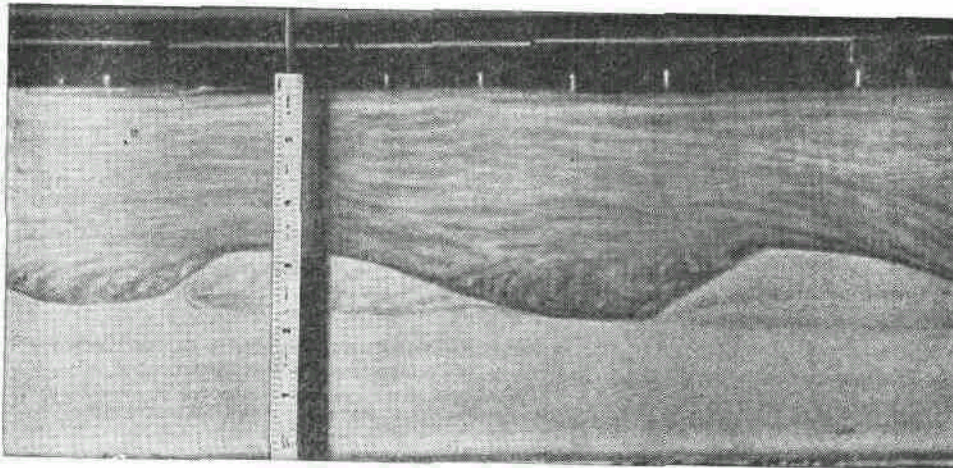
Фиг. 9-3. Ламинарный пограничный слой (А), турбулентный пограничный слой с преимущественно ламинарным подслоем (Б), полностью турбулентный пограничный слой (В).

В случае Б дно мелкозернистое с гладкой поверхностью, а в случае В дно крупнозернистое, поверхность шероховатая

порогами, в местах сужения реки, иногда при паводке и при морском прибое. Спокойные и быстрые потоки играют значительную роль в формировании микрорельефа и различных типов ложа потока, что определяет многие осадочные текстуры песчаного дна. Два течения динамически подобны, если для них одинаковы как число Рейнольдса, так и число Фруда, -Динамическое подобие— важное свойство, позволяющее моделировать потоки, сводя крупномасштабные природные системы к масштабам, удобным при лабораторном исследовании.

На дне потока, вблизи от границы раздела двух сред, возникает сдвиговое усилие, воздействующее на ложе, и, наоборот, вблизи от поверхности дна происходит торможение жидкости. Зона, в которой движение текучей среды заметно замедляется силами трения за счет близости границы раздела, называется *пограничным слоем* (фиг. 9-3). Будучи зависимой от рельефа или неровностей границы, а также от скорости и вязкости потока, толщина пограничного слоя может варьировать от долей миллиметра до нескольких миллиметров. При некоторых же условиях, как в случае мелководных промоин или в русле, выложенном крупным галечником, этот слой может составлять значительную часть общей глубины и даже распространяться на всю глубину потока. Течение в пограничном слое может быть либо турбулентным, либо ламинарным, но в любом случае большая часть потерь кинетической энергии потока происходит именно в пограничном слое. Если течение в пограничном слое ламинарное, то последний называют *ламинарным подслоем*. При турбулентной в целом границе раздела существование ламинарного подслоя значительно уменьшает сопротивление за счет трения и вследствие этого может предохранить многие мелкие зерна от увлечения турбулентным потоком.

Выделение пограничного слоя позволило теоретически разделить поток на две области: одну—сильно зависящую от границы, и вторую—основной поток, в значительной степени изолированный от границы. Идея разделения всего потока на две области, высказанная Прандтлем в 1904 г., оказалась очень плодотворной, ибо позволила применить классические законы гидродинамики к большей части объема любой текучей среды и затем объединить полученное решение с отдельным анализом течения в пограничном слое. В седиментологии пограничный слой имеет, так сказать, тройное значение. В пограничном слое происходит основной обмен между слабо связанными зернами поверхности дна и зернами, находящимися какое-то время во взвешенном состоянии, следовательно, указанный слой играет ключевую роль в переносе и осаждении твердых частиц. Далее, свойства пограничного слоя в большой степени определяют напряжение сдвига, возникающее



Фиг. 9-4. Вид сбоку на асимметричную рябь в искусственном русле (течение справа налево).
Алюминиевый порошок позволяет различить основной поток, срыв потока и его турбулентное завихрение в русле при наличии ряби (фото Джоллинга).

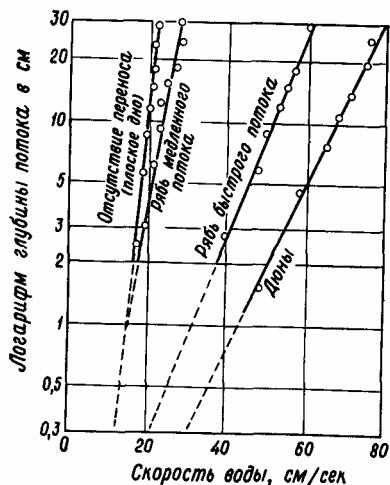
между движущейся жидкостью и дном. Наконец, толщина пограничного слоя увеличивается ниже (по течению) песчаной волны (ряби) или валуна, где основной поток удаляется от поверхности дна. Это явление называют *срывом потока*, происходящим на различных препятствиях—песчаной ряби, крупном галечнике, валунах; оно характеризует размеры и форму проекции на поверхность дна зоны, экранируемой препятствием (зоны тени) (фиг. 9-4).

Для существенно турбулентного потока над неровной поверхностью, такой, как песчаное дно, вертикальное распределение скорости дается уравнением, выведенным (Бон Капьяннм

$$\frac{\bar{v}}{v_*} = 8,5 + \frac{2,3}{k} \log \frac{y}{y_0}, \quad (9-5)$$

где \bar{v} — средняя скорость на расстоянии y от дна, v_* — скорость скольжения при данном внешнем трении, определяющаяся напряжением сдвига между жидкостью и дном, A —безразмерная константа фон Кармана, измеряемая экспериментально (для большинства жидкостей равна 0,4), y_0 —параметр шероховатости в единицах длины, зависит от степени неровности дна. *Скорость скольжения* связана с напряжением сдвига соотношением $\tau = \rho g y_0$ и имеет размерность скорости. Следует подчеркнуть, что имеется в виду напряжение сдвига между текучей средой и граничной поверхностью (τ_0), а не напряжением сдвига внутри потока. Соотношение для указанной скорости применимо как к воде так и к воздуху.

Шероховатость, или рельеф, граничной поверхности определяется некоторой долей диаметра зерна в случае плоского песчаного дна, но этот параметр во много раз больше, если мы имеем дело с песчаной рябью или дюнами. Шероховатость резко сказывается на распределении скорости по вертикали (профиль скорости)— чем больше шероховатость, тем сильнее уменьшается градиент скорости в пограничном слое, так как по мере возрастания шероховатости увеличивается сопротивление за счет трения со стороны границы раздела, которая тормозит поток в прилегающем слое (фиг 9-5). Сопротивление, вызываемое деформированной границей раздела, называется *сопротивлением*.



Фиг. 9-5 Градиенты скорости и формы шероховатости, наблюдаемые в искусственном русле. Заметно изменение градиента скорости по вертикали при увеличении шероховатости русла ([53], с изменениями)

формы или профильным сопротивлением. Так, песчаная рябь или дюны создают заметное профильное сопротивление.

Уравнение фон Кармана важно для седиментологии тем, что вскрывает зависимость средней скорости в любой точке потока от расстояния между этой точкой и дном и связь ее с шероховатостью дна и со скоростью скольжения. Ламинарный подслой существует в уравнении фон Кармана, так как он влияет на v посредством величин шероховатости границы раздела и скорости скольжения. При исследовании процесса переноса песка и происхождения формы наслоений чаще, чем скорость, используют напряжение сдвига (перемещающая сила, действующая на границе раздела), поскольку зависимость скорости от высоты имеет логарифмический характер.

Скорость оседания. Четыре физических параметра доминируют в механизме переноса и отложения: *скорость оседания*, *состояние потока*, описываемое его турбулентной структурой и напряжением сдвига на границе потока, *гравитационное скольжение* (течение под действием силы тяжести) и *давление поровых вод*. Независимо от процесса формирования залежей или от окружающей обстановки эти четыре параметра всегда играют наиболее важную роль. В литературе по седиментологии наибольшее внимание уделяется скорости оседания.

Такие свойства зерен, как размер, плотность и форма, имеют существенное значение при переносе их в текущем потоке. Суммарный эффект от вклада каждой из этих переменных величин совместно с параметрами плотности и вязкости текучей среды определяет скорость оседания, которая представляет собой установившуюся скорость частицы, падающей внутри жидкости. Скорость оседания является основной характеристикой практически в любой теории седиментации— при рассмотрении заполнения русла (волочение песка и галечника по дну), при скачкообразном переносе (сальтации) частиц, взвешенное состояние которых ритмически прерывается, или же при переносе взвешенных частиц в постоянно взвешенном состоянии. Симоне и Ричардсон [113] полагают, что скорость осаднения является также исходной величиной, определяющей взаимодействие между веществом русла и текущей в нем водой. Скорость осаднения, несомненно, представляет собой удобный и информативный параметр, отражающий взаимодействие текучей среды и отдельного зерна.

Уравнение для скорости осаднения w получают из основного уравнения движения: алгебраическая сумма направленной вниз силы (вес

частицы) и сил, направленных вверх (архимедовой силы выталкивания и силы торможения за счет вязкости); их приравнивают к $M \frac{d\omega}{dt}$.

Получают

$$M \frac{d\omega}{dt} = F_W - F_B - F_D, \quad (9-6)$$

где M — масса частицы, F_W — ее вес, F_B — сила Архимеда, F_D — сила торможения жидкостью оседающей частицы. При установившейся скорости отсутствует ускорение, т. е. $\frac{d\omega}{dt} = 0$, так что $F_D = F_W - F_B$. Полагая, что торможение, вызываемое текучей средой, воздействующее на погружающуюся вниз частицу, пропорционально плотности этой среды, поперечному сечению частицы и ее скорости, получим для сферического зерна [107]:

$$F_D = C_D \pi \frac{d^2}{4} \cdot \frac{\rho_f \omega^2}{2}, \quad (9-7)$$

где C_D — коэффициент торможения, зависящий от числа Рейнольдса и от формы зерна, d — диаметр зерна, ρ_f — плотность жидкой среды, ω — скорость оседания. Под C_D можно понимать меру относительного торможения жидкостью (газом) тел различной формы с одинаковым по площади поперечным сечением (или длиной) при прочих равных параметрах течения. F_W и F_B равны:

$$F_W = \frac{d^3}{6} \pi g \rho_s; \quad F_B = \frac{d^3}{6} \pi g \rho_f, \quad (9-8)$$

где ρ_f — плотность жидкости и твердого тела (зерна). Подставляя выражения (9-7) и (9-8) в уравнение (9-6), при $d\omega/dt = 0$ получим

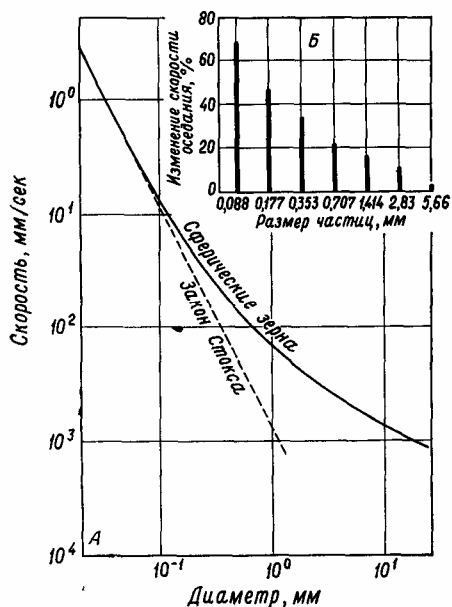
$$\omega = \left(\frac{4}{3} \frac{dg}{C_D} \frac{\Delta\rho}{\rho_f} \right)^{1/2}, \quad (9-9)$$

где $\Delta\rho = \rho_s - \rho_f$. В обычном для седиментологии случае оседания зерен кварца в воде, при данном коэффициенте торможения, выражение (9-9) для ω сводится к зависимости от квадратного корня из диаметра d , поскольку коэффициент торможения, обе плотности и ускорение силы тяжести g можно выразить общим постоянным множителем. Подобная же формула может также быть получена для несферических зерен, в этом случае необходимо, однако, вводить множители, учитывающие эмпирически определяемую конкретную форму частиц.

Являясь функцией от R , коэффициент торможения C_D зависит от типа потока. Если поток полностью турбулентен (инерциален), то $C_D \approx 1/2$ для случая сферической частицы. Если поток медленный и ламинарный (вязкий), $C_D = 24/R$ [Rouse, 1961], отсюда приходим к закону Стокса, подставляя уравнение (9-3) в (9-9):

$$\omega = \frac{1}{18} \frac{d^2 g}{\mu} \Delta\rho = \frac{2}{9} r^2 g \frac{\Delta\rho}{\mu}, \quad (9-10)$$

где предварительно в выражение для R был подставлен диаметр частицы в качестве линейного параметра и затем заменен на радиус r . Для применения этого закона, сформулированного Стоксом еще в 1845 г., необходимо, чтобы текучая среда была изотермической, свободной от поверхностных (граничных) эффектов и чтобы в ней совершенно отсутствовала турбулентность. Этот закон хорошо описывает движение частиц, имеющих диаметр до 0,18 мм, характеризующихся вязким (ламинарным) процессом осаждения, однако не применим для более круп-



Фиг. 9-6. Скорость оседания в зависимости от диаметра сферических зерен кварца для чистой воды при 25 °С — согласно закону Стокса и согласно формуле Руби (А), и изменение скорости оседания зерен различного диаметра при изменении температуры воды от 4,4 до 26,7 °С [26].

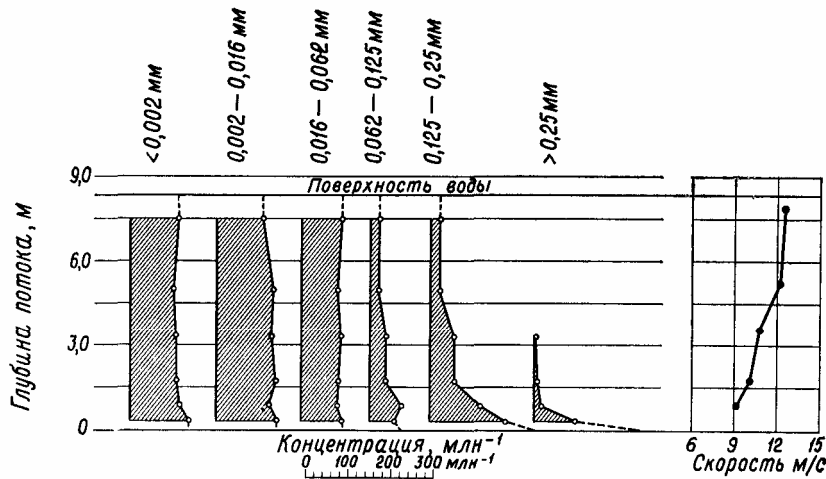
ных частиц, осаждение которых происходит турбулентным путем. Руби [106] предложил для более крупных частиц свое уравнение. На фиг. 9-6, А сопоставляется скорость осаждения сферических частиц (природного кварцевого песка с фактором сферичности 0,65), полученная согласно закону Стокса и по формуле Руби. Поведение крупных частиц, осаждающихся в спокойной (статической) жидкости, было описано Стрингемом и др. [117]. Обзор истории этой задачи, т. е. различных способов, предложенных для вычисления скорости осаждения, включая и случай песка, был сделан Графом и Акароглу [47].

При понижении температуры вязкость резко возрастает по сравнению с относительно слабым изменением плотности; соответственно скорость осаждения падает с падением температуры (фиг. 9-6, Б). Как было отмечено выше, температурная зависимость вязкости связывает интенсивность переноса вещества течением с погодными и климатическими условиями. Уже этот фактор может поставить в трудное положение исследователя древних песков, особенно если отсутствуют независимые палеоклиматические индикаторы. Скорость осаждения также резко уменьшается при высоких концентрациях взвешенных частиц, что приводит к кажущемуся увеличению вязкости и плотности жидкости.

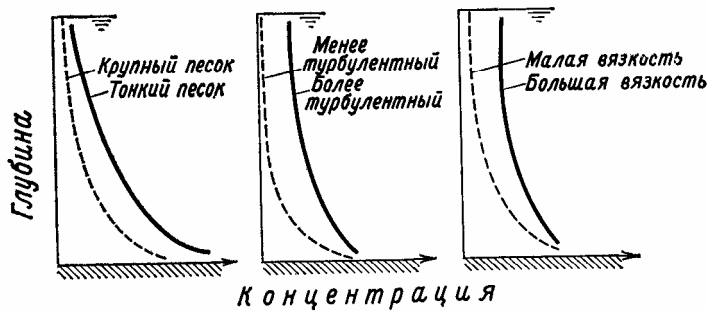
Скорость оседания является главным фактором, определяющим градиент концентрации по вертикали взвешенных в жидкости твердых частиц. Это иллюстрирует фиг. 9-7, на которой приведены данные исследования реки Миссисипи: более мелкие частицы обладают меньшей скоростью осаждения, и их градиенты концентраций представлены более плавными кривыми. Основное соотношение для такого градиента:

$$-Qdc/dy = cw, \tag{9-11}$$

где Q — коэффициент переноса частиц, пропорциональный коэффициенту передачи количества движения в турбулентном потоке, с — концентрация взвешенных частиц, y — расстояние по высоте от дна, w — скорость осаждения. Левая часть уравнения (9-11) определяет диффузию осадка, направленную вверх, за счет турбулентности, а правая часть



Фиг 9-7 Распределение взвешенных частиц по вертикали и профиль скорости реки Миссисипи близ Сент-Луис, Миссури.
Заметно возрастание градиента концентрации при увеличении размера зерен [25]



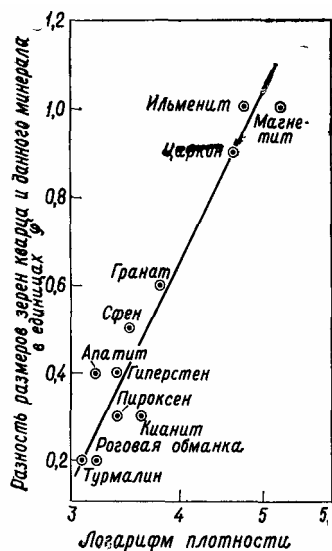
Фиг. 9-8 Распределение по вертикали взвешенного осадка в зависимости от размера зерна, степени турбулентности и вязкости текучей среды [Handbook of applied hydrology, V. T. Chow, ed, Mc-Graw-Hill, 1964].

дает противоположно направленную скорость оседания. Уравнение (9-11) показывает, что чем больше w , тем круче концентрационный градиент для любой заданного значения величины c . И наоборот, чем больше Q (более турбулентный поток), тем больше должна быть скорость w , что подразумевает также вовлечение в процесс более крупных зерен, если они присутствуют. Качественно влияние размера зерен, турбулентности и вязкости на распределение концентрации по глубине характеризуют кривые, приведенные на фиг. 9-8. Интегрированием уравнения (9-11) можно получить относительные концентрации c_y и c_a

$$\frac{c_y}{c_a} = \left(\frac{(D-y)a}{(D-a)y} \right)^Z, \quad (9-12)$$

где $Z = w/Rv_*$, D — полная глубина потока, y и a — два различных значения глубины, в которых концентрации равны соответственно c_y и c_a [107].

Скорость оседания играет также важную роль в гидравлической эквивалентности зерен. Два различных минеральных зерна считаются гидравлически эквивалентными, если они имеют одинаковую скорость оседания [105]. Для легких минералов главными факторами, влияющими на скорость осаждения, являются размер и форма. Для тяжелых же



Фиг. 9-9. Гидравлическая эквивалентность некоторых тяжелых минералов [105].

минералов важна главным образом плотность. Благодаря большей плотности тяжелые минералы имеют меньшие размеры, чем легкие минералы из одной минеральной ассоциации (фиг. 9-9). Не так дано Бриге и др. [22] установили, что и для тяжелых минералов форма зерна также довольно существенно сказывается на скорости оседания.

Хотя с точки зрения седиментологии процессы образования песков и скоплений полезных минералов (россыпей) изучены недостаточно, несомненно, что скорость осаждения и гидравлическая эквивалентность играли радикальную роль в их формировании [81., 122]. Разумеется, для образования россыпи необходимо наличие достаточно крупного источника тяжелых минералов. И вероятно, наилучшим ,5 источником можно считать незрелые, легко эродируемые и неконсолидированные пески. Необходима также многократная переработка материала в широком интервале аналогичных гидравлических условий. Происхождение россыпей заслуживает гораздо большего внимания, чем ему уделялось ранее.

Перенос отдельных зерен. Понятие о процессе переноса и о некоторых связанных с ним задачах можно получить, рассматривая те конкретные потоки, в которых этот процесс тщательно изучался экспериментально.

Наиболее тонкодисперсный материал, переносимый течением полностью во взвешенном состоянии, имеет в суспензии средний размер частиц менее 20 или 30 мкм; в состоянии взвеси их поддерживают компоненты турбулентных вихрей, направленные вертикально вверх, и эти частицы перемещаются приблизительно со скоростью движения воды. Концентрацию взвешенного материала определяет процесс выветривания в районе нахождения источника рассматриваемого вещества, поскольку даже при малой скорости потока скорость оседания частиц размером от 20 до 30 мкм столь невелика, что практически все они остаются во взвеси за счет вертикальных составляющих турбулентного течения.

Механизм переноса частиц песка может быть разным. Главным образом они движутся за счет волочения, увлекаемые потоком по ложу, причем зерна пребывают лишь краткие промежутки времени во взвешенном состоянии. Такой механизм называется *сальтацией*. Зерна песка находят большую часть времени в состоянии покоя на поверхности раздела двух сред, вероятность же увлечения их потоком пропорциональна отношению скорости оседания к вертикальной компоненте турбулентности. Здесь действуют следующие силы: гравитация (вес тянет вниз, выталкивающая сила—вверх), турбулентная подъемная сила (перпендикулярная потоку), влекущая сила (параллельная потоку). Подъемная сила обычно не рассматривается в явном виде, а входит в форме эмпирически определяемых констант.

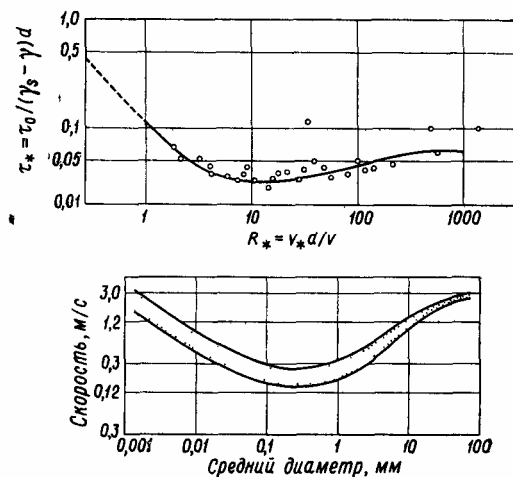
Тщательные наблюдения течения потоков в желобах отчетливо обнаруживают статистическую, случайную природу увлечения зерен. По мере приближения скорости к критической, т. е. к такой, которая приводит в движение зерно заданной плотности и размера, некоторые из наиболее мелких и легких зерен в различных участках дна начинают

перемещаться с неравномерными интервалами. Это нерегулярное движение может являться результатом случайных столкновений турбулентных вихрей у поверхности дна [119]. Флуктуации мгновенной скорости, связанные с такими вихрями, увлекают зерна, начиная с наиболее мелких и легких. По мере усиления потока возрастает частота и величина вихрей, движение становится все более и более общим; в конце концов все зерна, включая самые крупные, приходят в движение и уже во всем русле потока происходят непрерывные столкновения между зернами. Общее движение сопровождается постепенным формированием ряби и дюн.

Мерой интенсивности потока в открытых руслах разные экспериментаторы считают разные, но взаимозависимые величины. Сначала за интенсивность принимали скорость, однако, поскольку она изменяется как логарифм расстояния от дна, это не самая удобная величина для замеров, если нельзя не удовлетвориться средней скоростью, полученной делением величины расхода воды в единицу времени на площадь полного поперечного сечения русла. Чаще вычисляют касательное *напряжение сдвига* (напряжение сдвига) по формуле $\tau = \gamma R h S$, где γ — удельный вес воды, $R h$ — гидравлический радиус (площадь поперечного сечения, деленная на его периметр или так называемый смоченный периметр), S — уклон русла. Касательное напряжение называют также *влекущей силой* или *силой волочения*. Как видно из уравнения (9-5), мерой интенсивности потока является и скорость скольжения; отношение ее к касательному напряжению имеет размерность скорости. Поскольку скорость скольжения, как таковая, является мерой касательного напряжения, она характеризует условия на границе жидкой и твердой фаз. Вместе с касательным напряжением их можно использовать для характеристики средней скорости потока. За интенсивность потока также можно принять *энергию потока*, или *энергию течения* на единицу площади дна, которая определяется Багнолдом [16] как u^2 , где u — средняя скорость. Энергия потока имеет размерность мощности (работа в единицу времени), отнесенной к единице площади.

Из многочисленных исследований начальной стадии движения зерен в искусственных руслах чаще всего цитируют Шилдса — американского исследователя, работавшего в Европе [112]. Он использовал полностью турбулентные потоки, причем рассмотрение каждой модели потока начиналось с участка плоского горизонтального дна. Моделируя потоки с различным размером зерен и различной температурой воды, ему удалось установить пороговые значения для начала движения при заданных условиях. При таком подходе подразумевается, что начало движения определяется величинами τ (касательное напряжение), $A \cdot u$ (разность удельного веса жидкости и зерна), d , ρ и f . Из этих переменных параметров Шилдс составил две безразмерные величины τ^* и τ^*/ρ , часто называемые параметрами Шилдса (фиг. 9-10). τ^* есть безразмерное касательное напряжение, а R^* — число Рейнольдса для границы раздела, выражающее меру турбулентности на ней. В отличие от обычного числа Рейнольдса в него входит не просто скорость, а скорость скольжения v^* , так что τ^* характеризует турбулентное вихреобразование. В качестве параметра длины использован диаметр частицы d . Можно отметить, что как τ^* , так и R^* , описывают гидравлические условия на границе, т. е. в том месте, где возникает движение зерен.

Кривая на фиг. 9-10 делит всю область на две части: если точка лежит над кривой, любая частица, находящаяся на поверхности дна, приходит в движение; если точка под кривой — движение отсутствует. Сама же кривая соответствует пороговым или критическим условиям, определяющим начало движения. Имея дело с потоками текучих ср^д,



Фиг. 9-10. Безразмерная функция касательного напряжения по Шилдсу (вверху) и модифицированная кривая Хьюлстрома (внизу) ([29], с изменениями).

Шилдс достиг большой степени обобщения, построив кривую зависимости τ^* от R^* , а не от d , хотя последнее и кажется на первый взгляд более рациональным. Используя R^* , можно, например, найти значение τ^* (безразмерное критическое касательное напряжение) для различных значений величин Au или $v = P/\lambda$, последняя из которых зависит от температуры. Так, например, кривую Шилдса можно использовать не только для потока воды, но и для ветра. Поэтому зависимость τ^* от R^* обеспечивает наибольшую информацию, которую можно получить из одного графика. Величину v в зависимости от d можно выразить в форме простой взаимозависимости, как на фиг. 9-10, лишь тогда, когда ρ , Au и ν либо постоянны, либо предполагаются постоянными, как, например, для средней величины потока при половодье в течение данного сезона. Фиг. 9-10 также наглядно показывает, как τ^* зависит от температуры, вследствие температурной зависимости величины ν , особенно для песка с размером зерен от 0,1 до 0,5 мм.

График Шилдса представлен вогнутой кривой с нечетко выраженным минимумом между значениями R^* от 8 до 15. Для воды в стандартных условиях этот минимум соответствует размерам зерен от 0,2 до 0,5 мм: и крупные зерна, и более мелкие увлекаются лишь более сильными течениями. Парадокс, заключающийся в том, что для начала переноса более мелких зерен требуется большая безразмерная влекущая сила (сила волочения), можно объяснить, если рассмотреть приложенное к ним тангенциальное усилие или усилие сдвига [118]. Если глины и алевриты не консолидированы, то для увлечения их частиц понадобится меньшая скорость скольжения, но если эти осадки консолидированы хотя бы частично, то влекущая сила должна быть гораздо больше. Дополнительным фактором, действующим в том же направлении, может стать попадание мелких частиц в ламинарный подслои. Силы сцепления на глинистой поверхности дна, а тем самым и сопротивление сдвигу могут существенно зависеть от минерального состава глин и состава жидкой фазы, а также от условий, в которых было сформировано глинистое русло. Процесс вовлечения в движение алевритов и глин еще нельзя считать интерпретированным полностью, хотя по этому вопросу опубликован ряд детальных исследований [31, 118].

В условиях природных течений следует учитывать уклон русла и влияние грунтовых вод на процесс увлечения частиц. Для увлечения зерна данного размера по направлению течения (под уклон) требуется меньшая влекущая сила, чем против течения; их разность определя-

ется проекцией силы тяжести на направление уклона. В природных течениях сила, необходимая для вовлечения зерна со дна внутрь потока, будет изменяться в зависимости от поступления или оттока воды в направлении, перпендикулярном плоскости дна. Приток воды уменьшает влекущую силу, а отток через осадок увеличивает. Здесь определяющим фактором является величина перового давления пласта (см. раздел, посвященный деформациям песка в осадке).

Благодаря наглядности используемых параметров, по своей общности и экспериментальной осуществимости работа Шилдса актуальна и в настоящее время, хотя появилось много новых экспериментальных данных. Среди последних можно отметить исследование переноса отдельных стеклянных шариков по состоящему из таких же шариков дну с ромбоэдрической упаковкой [85]. Установлено, что скорость такого переноса является функцией шероховатости дна, тангенциальной скорости течения и диаметра шариков в упаковке дна. Таким образом, были подтверждены некоторые важные переменные величины, входящие в оба параметра Шилдса: g и Rn .

Практические расчеты переноса вещества и их обоснование. После рассмотрения вопросов вовлечения отдельных зерен в поток жидкости следующим логическим шагом является детальный вывод прикладных формул, описывающих перенос твердого вещества в потоках. Большинство этих формул рассматривает расход либо увлекаемых потоком донных отложений, либо взвешенного материала, либо того и другого вместе. Расход взвешенного материала легко измерить в отличие от расхода донного материала, так что в практических расчетах последнюю величину определяют в основном по формулам. Однако, поскольку *скорость переноса* почти невозможно оценить для древних песчаников и трудно определить даже для молодых осадков и для современных потоков, такие формулы не могут быть непосредственно использованы седиментологами, и здесь мы приведем только главные, а читателю рекомендуем более полные обзоры [99, 107].

Исходя из практической важности водных путей, инженеры занимались разработкой формул переноса сыпучего материала в руслах по крайней мере со времен Дюбуа, т. е. с 1879 г. Из многих появившихся с тех пор теорий в Америке наиболее широко используется формула, выведенная Эйнштейном [37], а в Европе—Мейер-Петером и Мюллером [88]. Почти все они были первоначально предназначены для оценки переноса в современных потоках. Позднее Багнолд развил в серии работ [13, 15, 16] теорию, которая была принята многими седиментологами (см., например, [8, 55, 59]) и геоморфологами [78].

Теория Багнолда основана на предположении, что зерна, движущиеся под действием текучей среды, испытывают сдвиг относительно друг друга, происходящий в присутствии межзерновой жидкости, которая также принимает участие в создании усилия сдвига. Увлекающая (влекущая) сила то двигает зерна вперед, а сила тяжести — вниз. Багнолд также предположил следующее: 1) сдвигающиеся относительно друг друга зерна приводят к возникновению дисперсионного (рассеивающего) давления P в жидкости, имеющего направление вверх и вниз перпендикулярно дну; 2) существует противодействующая, замедляющая, компонента напряжения сдвига T_g , возникающая за счет столкновений зерен между собой; 3) существует также и противодействие напряжению сдвига T_g за счет сопротивления со стороны межзерновой жидкости. Таким образом, в равновесном состоянии плоского горизонтального дна мы имеем $T_0 = \tau + T_g$. Наконец, теория вводит соотношение между нормальным (перпендикулярным дну) дисперсионным давлением P и компонентой τ касательного напряжения за счет соударений

зерен: $\tau_t/P = \text{tg } \varphi$, где φ — угол трения, соответствующий равновесной ориентации зерен в плоскости их переноса, т. е. это угол естественного откоса, так что под $\text{tg } \varphi$ можно понимать динамический аналог коэффициента статического трения (трения покоя). Багнолд нашел [13], что τ_t очень мало по сравнению с τ_t при высоких концентрациях вещества, переносимого потоками таких текучих сред, как воздух или вода. Поэтому можно пренебречь величиной τ_t и записать для горизонтального дна:

$$\tau_0 = P \text{tg } \varphi = [(\rho_s - \rho_f)/\rho_s] Mg \text{tg } \varphi \quad (9-13)$$

и для наклонного дна:

$$\tau_0 P \text{tg } \varphi - t = [(\rho_s - \rho_f)/\rho_s] Mg [\cos \alpha \cdot \text{tg } \varphi - \sin \alpha], \quad (9-14)$$

где t — тангенциальное напряжение для дна с углом наклона α , а M — масса движущихся зерен. Исходя из приведенных уравнений, Багнолд вычислил такие параметры, как работа и скорость переноса, а также мощность несущего потока; все они выражают его общий подход к потоку жидкости как к транспортирующему механизму. Привлекательность этой теории — в ее логичности; слабость ее заключается в эмпирическом обосновании ведущих положений и в трудности экспериментального определения необходимых констант. Хотя она и принята многими геологами, лишь время и дополнительные эксперименты способны определить ее жизнеспособность и реальную значимость.

Колби [25], Калбертсон и Доуди [32] сопоставили различные формулы переноса вещества по дну русла некоторых конкретных потоков. Колби отмечает сложность природных потоков по сравнению с моделированными (в искусственных руслах), в силу чего не следует ожидать точных соотношений между секундным расходом песка, с одной стороны, и свойствами потока и осадка — с другой [25]. Калбертсон и Доуди [32] показали, что уравнение Эйнштейна более подходит для полевых условий исследования, чем теория Багнолда.

Качественное описание различных видов переноса вещества по дну русла удалось провести путем петрографического изучения древних песчаников и их осадочных текстур, взяв за основу теорию Багнолда. При этом был сделан вывод [35] о наличии в некоторых течениях, протекающих над илистым дном, «ковра волочения» — некоторого нижнего слоя перемещающегося скачкообразно песка, в котором можно наблюдать следы соударений зерен друг с другом (насечки), а штриховка зерен отсутствует, так как стирается благодаря эрозионному действию жидкости. Этот результат приписывают коллективным соударениям зерен и называют его эффектом Багнолда. На основе изучения некоторых третичных песчаников Калифорнии Стоффер [115] сделал вывод, что существует разновидность структурного потока по зернистому дну, которую он назвал зернистым потоком, что соответствует термину Багнолда [13] для псевдоламинарного прямоугольного потока вязкой массы жидкости с высокой концентрацией мелкодисперсных зерен, когда основным эффектом можно считать соударения между зернами.

ФОРМЫ ОТЛОЖЕНИЯ В РУСЛАХ РЕК

Аллювиальный перенос песка обуславливает формы и размеры отложения — от незначительной ряби с высотой лишь несколько сантиметров до меандр шириной во много километров и мощностью 40—100 м. Ясы, мысы, и. серповидные бары также имеют разных размеров. Все вместе эти формы образуют, согласно Аллену [5], иерархическую систему, представленную в табл. 9-2. Здесь

Пояс меандрирования

Формируется в результате миграции меандрирующего русла. Отложения главным образом в форме песчаных баров. Извилистые края. Мощность до 40 м и более, ширина до 10—20 км и более в поймах крупных рек. Древние эквиваленты: гетерогенные речные песчаные залежи

Русло

Возможны прямые или извилистые плёсы. Бары образуются главным образом с внутренней стороны крутых излучин, большие серповидные бары — в тальвеге. В крупных реках при обилии песка отмели могут достигать длины от 1 до 5 км. Их мощность определяется глубиной промоин во время половодья. Максимальные морфологические изменения (образование промоин и заполнение) происходят при высоком расходе воды во время паводка. Древний эквивалент: русловые выположения внутри песчаных тел либо в толщах глинистых сланцев или известняков

Дюны

Встречаются в виде целых систем в тальвеге и на верхних плёсах у песчаных баров, возникших в результате паводков. Высота и интервал между ними (период) возрастают с углублением водного потока. Сохраняют формы, возникшие при спокойном режиме. Пологий уклон направлен по течению, возможны некоторые небольшие колебания уклона дна. Наибольшие смещения происходят в максимум паводка. Древний эквивалент: мурдовая и плоскостная косая слоистость

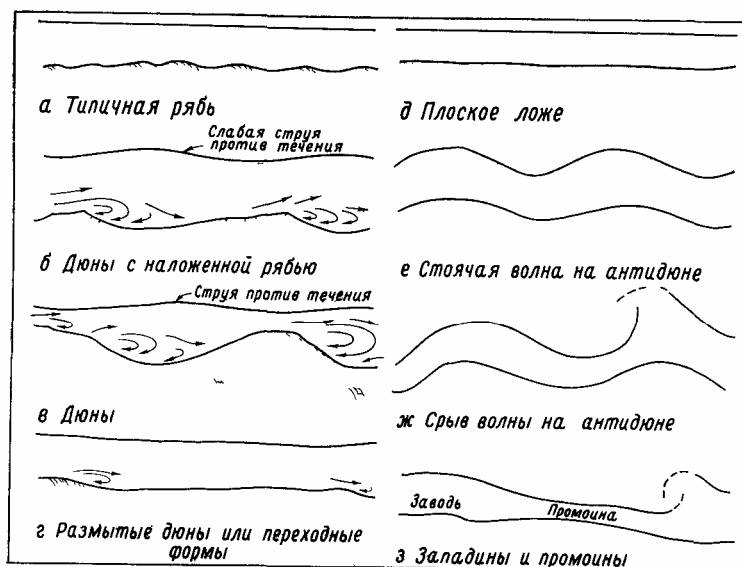
Рябь

Встречается в виде систем, наложенных на дюны отмели, плёсы, формируется в режиме спокойного течения. Период (интервал между гребнями) пропорционален размеру зерен и не зависит от глубины водного потока. Пологий уклон, по течению, угол уклона может отклоняться в некоторых небольших пределах. Возможны различные типы ряби. Древний эквивалент: знаки ряби

нас будет интересовать в первую очередь гидродинамическое происхождение ряби и дюн, более же крупные элементы системы будут рассмотрены в гл. 11.

Вследствие доступности и экономической важности рек для жизни человека наши знания о механизме переноса песка и формах его отложения в аллювиальных условиях наиболее совершенны по сравнению с изученностью других обстановок. В исследовании этого механизма сыграли роль и прямые наблюдения, и эксперименты, а также теоретическое рассмотрение процесса. Особенно плодотворными оказались опыты с искусственными руслами; эти пионерские исследования в Северной Америке были проведены Геологической службой США еще в 1914 г. Гилбертом [45]. Особенно большое значение имела публикация двух серий трудов: «Изучение потока в речных руслах» и «Перенос: осадка в руслах рек» («Studies of flow in alluvial channels» и «Sediment transport in alluvial channels»). Но, несмотря на наличие этих и многих других работ, общепризнанная теория, объясняющая все формы отложений в аллювиальных руслах и связывающая их с переносом осадков, пока отсутствует. Большинство из предлагавшихся теоретических интерпретаций рассмотрено в специальных монографиях [99, 107]. Здесь приведены лишь главные результаты экспериментального изучения и указаны возможности их использования в полевых исследованиях современных песков.

Неотъемлемой частью процесса переноса песка турбулентным потоком является развитие волнистых (рябь, дюны) и некоторых других форм. Когда вода с возрастающей скоростью (секундным расходом, движущей силой, мощностью потока, т. е. параметрами интенсивности потока) протекает над рыхлым зернистым дном, сложенным песком, и



Фиг 9 11 Последовательность изменения формы ложа образованного рыхлым песком, по мере увеличения интенсивности потока [114]

начинается общее движение, то песчаное русло размывается потоком, причем образующиеся характерные формы дна сменяют друг друга в определенной последовательности, которая проявляется и в древних песчаниках. Такое перемещение границы раздела жидкость—песок не только является следствием конкретных условий течения, но и само оказывает воздействие на последнее, так как изменение формы отложения и микрорельефа, определяющих степень шероховатости, влияет на сопротивление, оказываемое текущей воде границей раздела (фиг 9 5)

Режим течения в руслах рек подразделяется [113] на спокойный, переходный и бурный исходя из морфологии дна, концентрации осадка,

Таблица 93 Режим течения и (Бопмы ложа

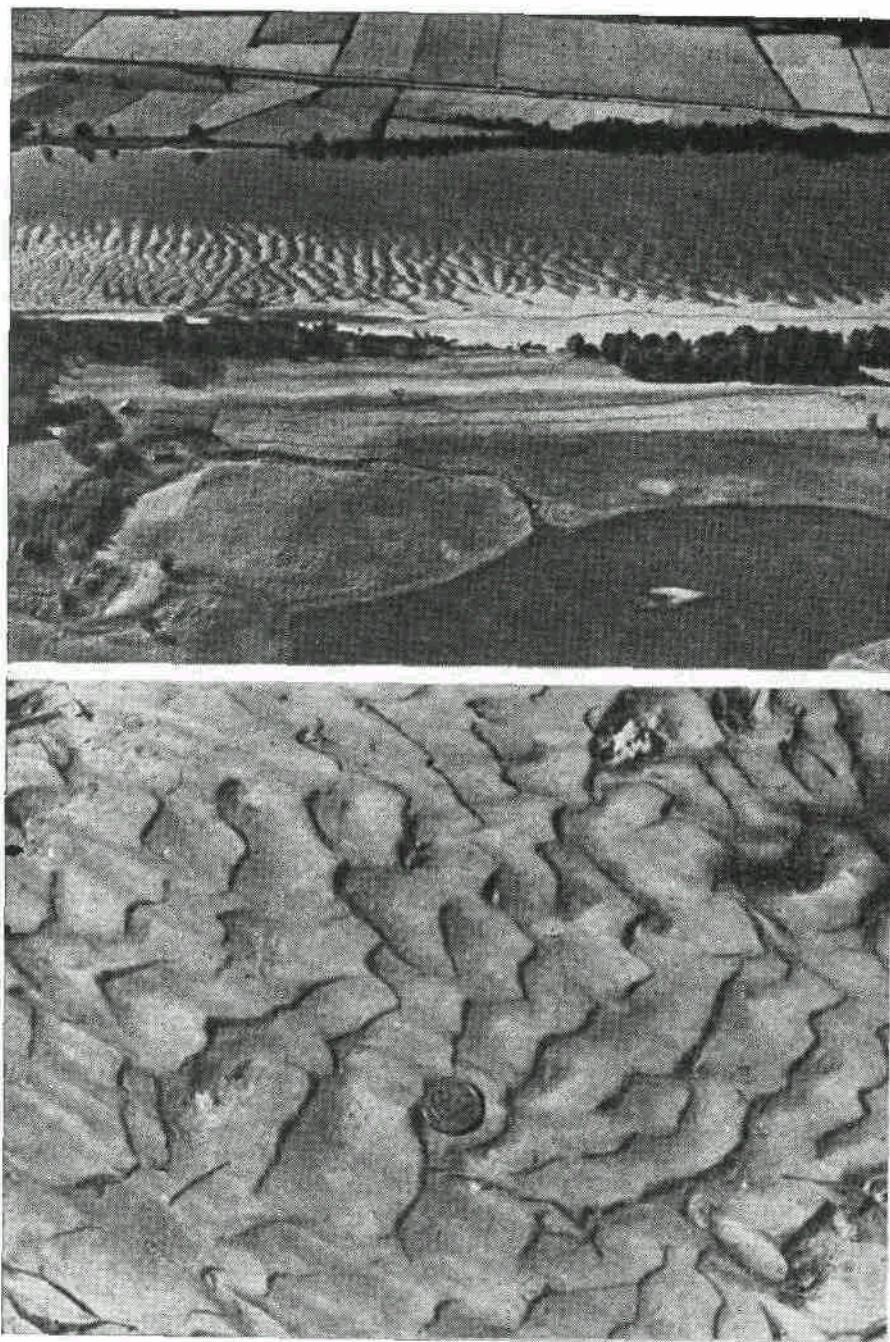
Режим течения	Форма ложа	Примечание
Спокойный	Рябь	$F < 1$. Зерна передвигаются путем прерывистых смещений, главную роль играет шероховатость русла. Водная и донная поверхности — в противофазе друг к другу. Донные формы смещаются по течению.
	Рябь на дюнах Дюны	
Переходный	Дюны с размывом	$F = 1$. Существенную роль играет шероховатость за счет неровностей поверхности ложа и за счет зернистости наносов.
Бурный	Плоское ложе	$P > 1$. Происходит непрерывное движение зерен, главную роль играет шероховатость, обусловленная зернистостью наносов.
	Антидюны	Водная поверхность и поверхность ложа в одинаковой фазе. Антидюны смещаются против течения, остаются на одном месте или смещаются по течению.
	Западины и промоины	

способа переноса, типа 'неровностей дна (шероховатости) и фазового соотношения на поверхности раздела между водой и дном (табл. 9-3 и фиг. 9-11). При экспериментальном изучении искусственных русел в качестве первого приближения для такого подразделения режимов используют число Фруда: $F < 1$ для субкритического режима (спокойное течение), $F = F_{кри} = 1$ для переходного и $F > 1$ для сверхкритического режима. По мере увеличения расхода, или мощности, потока развиваются последовательно следующие формы отложения песка с размером зерен менее 0,6 мм: исходное плоское дно—небольшая асимметричная рябь—рябь на дюнах—дюны—промоины на ряби и дюнах (переходные формы)—плоское дно—антидюны—западины и промоины. Для более грубого песка начальной формой образования могут быть дюны.

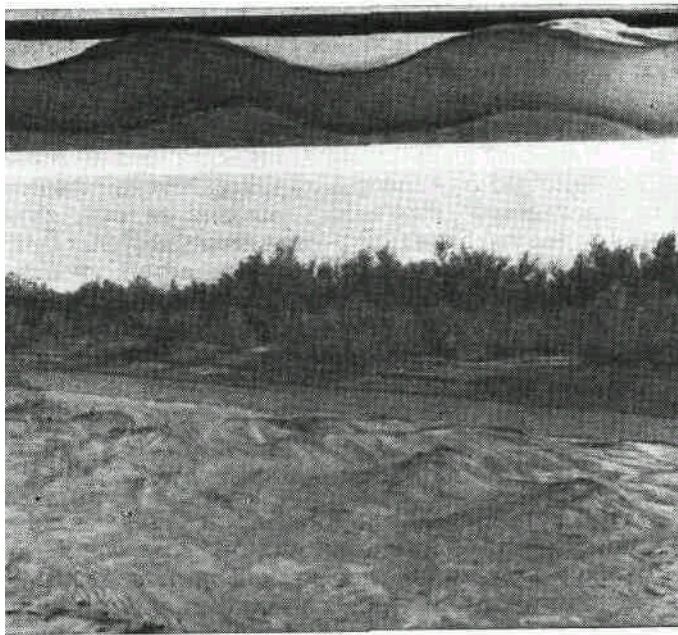
Почти все волнообразные формы, проявленные в песках и песчаниках, сформировались в условиях спокойных течений. В протоках и реках рябь и дюны почти всегда представляют собой асимметричные гряды (рифель), ориентированные поперек течения. Склоны, по которым частицы скользят вниз, обращены вниз по течению. На фиг. 9-12 изображены некоторые из многочисленных возможных конфигураций. Рябь и дюны почти всегда встречаются в виде более или менее обширных систем поверхностных образований. Пока нет единого мнения, в чем разница между рябью и дюнами, но обычно считают, что дюны существенно крупнее (их амплитуда, как правило, должна превышать 7 см) и чаще всего имеют рябь на обращенных к потоку склонах, тогда как рябь не имеет сопоставимых дополнительных гребней. В номенклатуре аллювиальных форм дна, предложенной Комитетом седиментация [30], рекомендуется применять термин «рябь» к волнообразным песчаным формам с амплитудой «волны» менее 3 см. Имеются данные о том, что статистически формы отложения песков с амплитудой «волны» между 3 и 7 см встречаются заметно реже, и это может отражать фундаментальное различие в происхождении ряби и дюн. В асимметричных дюнах и ряби в спокойных течениях слоистость фронтальных слоев имеет падение вниз по течению. Эти формы сохраняются в основных чертах также и в песчаниках, хотя максимальная мощность косо слоистости не всегда отражает максимальную высоту дюн вследствие размыва верхних слоев породы. Асимметричные рябь и дюны имеют угловатую, с резким перегибом линию гребня. Часто угол склона, по которому частицы свободно соскальзывают, соответствует углу трения (углу естественного откоса) и составляет около 34° для песчаных зерен в воде. Гребни имеют резкий излом и между собой не согласуются. При спокойном режиме течения перенос осадков идет медленно или умеренно быстро и сопротивление потоку обусловлено главным образом формами отложения песка. Форма дюн не соответствует поверхности воды. Тип потока, формы отложения, давление и напряжение сдвига на границе между жидкостью и дном — все эти факторы тесно взаимосвязаны при формировании поля волнообразных форм отложения песка.

До сих пор остается неясным, почему перенос зернистых осадков в руслах рек почти всегда сопровождается образованием ряби и дюн [23, 99]. Одна из теорий исходит из случайного скопления зерен на каком-то участке первоначально плоского русла, и это стимулирует дальнейшее развитие процесса [40, 104].

Многие седиментологи, в частности Аллен (1964), считают такой текстурный признак, как первичная линейность течения, однозначным признаком отложения из потока с переходным режимом при горизонтальном плоском русле, однако полевые наблюдения показывают, что



Фиг. 9-12. Асимметричные аэлювиальные песчаные волны различного размера.
Вверху: большое поле дюн в долине реки Дууэнан, северо-восточнее Яресо, Швеция [82]; река течет справа налево. *Внизу:* небольшая асимметричная рябь течения с резким гребнем, направлением потока слева направо, Иригационный канал, Массон-Верг, колодец Месауд, департамент Оазис, Алжир.



Фиг. 9-13. Стоячие волны и антидюны в той же фазе, что и водная поверхность, в небольшом лотке (вверху) и стоячие волны в реке Пуэрто во время паводка (внизу). Верхний снимок: поток и антидюны движутся слева направо [29]. Нижний снимок: окрестности Бернардо, округ Сокорро, Нью-Мексико (фото Бевериджа, Геологическая служба США).

не все отложения с такой текстурой возникают в подобных условиях. Так, для пород, переходных между песком и глинистым сланцем, обычно очень тонкозернистых, также известны такие текстуры, однако здесь они возникли при отложении из потока со слабой интенсивностью. Причиной разногласий является уникальность достоверно установленных соотношений текстур и интенсивности потока. Всегда ли определенная осадочная текстура однозначно соответствует определенным гидродинамическим параметрам процесса? Независимо от режима течения первичная русловая линейность образуется в результате намыва песчаных зерен вдоль русла в виде гребней высотой в несколько диаметров зерна. Ориентация зерен в основном совпадает с ориентацией гребней, что представляет собой надежный индикатор направления течения. Было высказано предположение, что отчетливо выраженные гребни, обуславливающие эту текстуру, обязаны своим происхождением неустойчивости тонкого пограничного слоя в поперечном профиле отложений [6].

Антидюны могут перемещаться вверх и вниз по течению или оставаться неподвижными; их форма соответствует поверхности воды (фиг. 9-13). Они редко сохраняются в водноотложенных песчаниках, хотя они отмечались в отложениях грязекаменных плотных потоков, связанных с основной волной мелководных фреатических извержений [41]. Антидюны характеризуются слабо выраженными текстурами внутренней слоистости [65]. При сверхкритическом режиме течения перенос песка весьма значителен, а сопротивление потоку невелико и обусловлено главным образом только шероховатостью песчаных зерен.

Симоне и др. [114] предположили, что при постоянстве расхода воды и количества взвешенных в ней частиц тип формы отложения является функцией

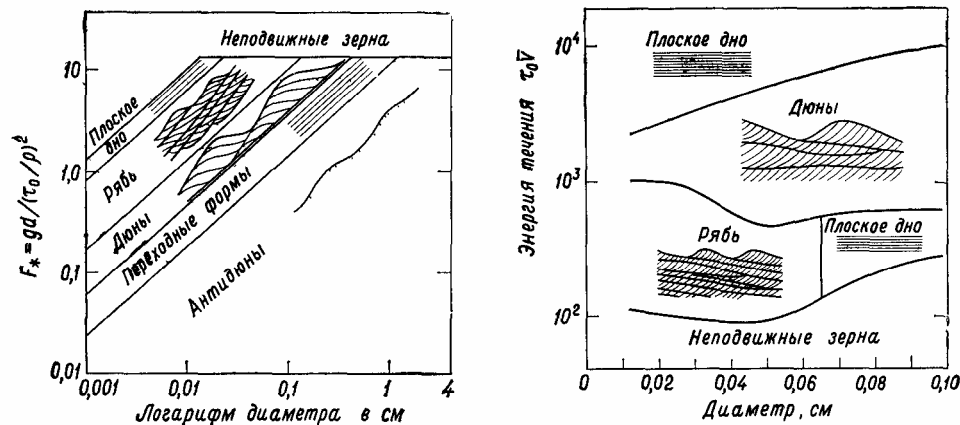
$$(p(D, S, d, S_0, p, g, w, S, P^*), \quad (9-15)$$

где S —наклон энергетической кривой (мера энергетических потерь в потоке), S_0 —сортировка осадка, S_c —форма поперечного сечения,

P_w —давление поровых вод, остальные величины были определены выше. Как глубина, так и гидравлический уклон существенно определяют напряжение сдвига; d и « σ » характеризуют степень шероховатости зерен; d —главный фактор, определяющий скорость оседания; rt учитывает концентрацию в смешанной системе вода — песок, увлекаемой течением; g —ускорение силы тяжести; w определяет гидравлические свойства зерна в данной жидкости; S_c является характеристикой формы границы раздела и отражает общие граничные условия задачи, хотя роль этого фактора и не вполне очевидна; D_0 —давление поровых вод, характеризует изменение эффективного веса песчаных зерен (приток воды из осадка в поток уменьшит эффективный вес, а отток—увеличит) и, таким образом, определяет смещение порогового размера частиц, которые могут быть сдвинуты с места данной влекущей силой потока. После некоторого упрощения в указанной функции остаются следующие основные переменные:

$$\varphi(D, S, d, s_0, \rho_m, w). \quad (9-16)$$

Аллен использовал самые различные комбинации гидравлических параметров, для того чтобы выяснить происхождение разных форм отложения [6]. Точки, символизирующие определенные формы отложения на двухкоординатных диаграммах, отражающих изменение только двух гидравлических переменных, лишь в самых общих чертах позволяют обозначить области значений этих переменных, соответствующие конкретным формам, тогда как очевидна необходимость одновременного учета большего числа переменных параметров. Частично такая неудача связана еще и с трудностью точной идентификации различных слоистых форм. Графики Богарди [19] и Аллена [6] дают представление о некоторых из параметров и обосновывают их выбор. Богарди [19] дает диаграмму в координатах $F^{\wedge}=v^2/gd$ и размер зерна d (фиг. 9-14). Видоизмененное число Фруда здесь отличается тем, что в него входит скорость скольжения на поверхности раздела, а не средняя скорость течения, как обычно; оно аналогично, таким образом, числу Рейнольдса, модифицированному Шилдсом 'в R^{\wedge} . Другое отличие F^{\wedge} —использование диаметра зерна, а не глубины водоёма. С помощью введения в величину F^{\wedge} скорости скольжения Богарди удалось отразить гидравлические условия на поверхности раздела, а использование d позволило также учесть и размер зерен перемещающегося по руслу материала. При увеличении скорости скольжения формы отложения изменяются от ряби до дюн для одного и того же, например переходного (умеренного), режима потока с любым заданным размером зерен. Богарди предположил также, что первоначально гладкое дно русла становится гладким вторично при переходе к антидюнам. На основании многочисленных данных Гюи и др. [50] Алленом [8] составлена диаграмма (фиг. 9-14), где показана существенная зависимость форм отложения от мощности течения и в меньшей степени от размера зерна. Мощность течения на единицу площади была введена ранее Багнолдом [16], она—естественное следствие рассмотрения гидродинамического потока как механизма транспортировки. В девонских речных отложениях серии Вуд-Бей на Шпицбергене Фрейдом [44] выявлена надежная корреляция между размером зерен и осадочными текстурами, что подтверждает выводы из экспериментов с искусственными руслами о существовании взаимосвязи между размером увлекаемых зерен и формой отложения, поскольку и то и другое зависит от интенсивности потока. По существу такое

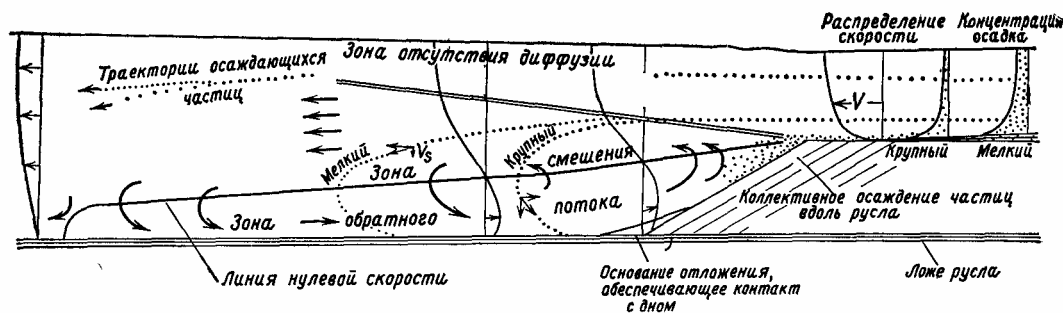


Фиг 9-14. Формы отложения и их связь с интенсивностью потока и с размером зерен
Слева F — модифицированное число Фруда, учитывающее скорость трогания, или скорость скольжения, т. е. скорость потока, при которой зерно отрывается от дна, d — диаметр зерна [19].
Справа координаты графика: энергия течения и медианный диаметр [8].

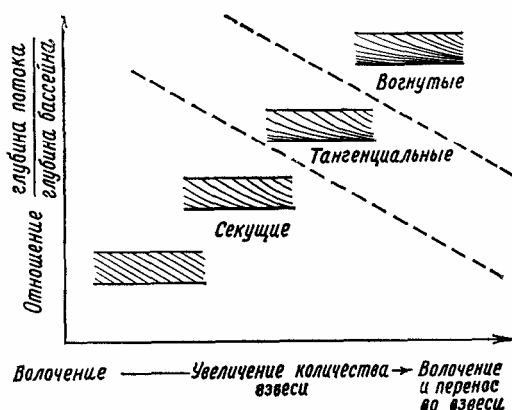
же заключение сделано Хармсом [53]. Зависимость осадочных текстур от размера зерен позволяет предположить, что гранулометрическое сопоставление их с целью точного установления обстановки седиментации лучше проводить на образцах, имеющих одинаковые осадочные текстуры.

Исследование процесса осаждения на тех склонах ряби и дюн, где происходит свободное скатывание частиц [4, 7, 63, 64], позволило расширить наши знания о геометрических формах внутренних слоев косой слоистости и их связи с условиями течения. Основными факторами здесь являются влекущая сила потока и отношение глубины воды над гребнем дюны к глубине над фронтальной впадиной перед дюной. Срыв потока происходит у вершины склона, при этом возникает основной турбулентный вихрь (фиг. 9-15). Последний может привести к образованию регрессивной ряби либо перед фронтальным склоном, либо на нем самом. Если влекущая сила невелика, большинство зерен скатывается либо соскальзывает вниз по склону, причем самые крупные из них проходят наибольший путь, что приводит к формированию косо-слоистых текстур, но при нарастании влекущей силы количество зерен, захваченных турбулентным вихрем, увеличивается и все больше их откладывается на более низких участках склона скатывания или внизу перед ним, так что наклонный передовой слой либо располагается тангенциально по касательной к дну, либо приобретает вогнутую форму. Более мелкие зерна также формируют вогнутые слои. Впадина перед дюной мелеет (возрастает отношение глубины воды над вершиной гребня к глубине впадины); этот процесс развивается указанным путем, поскольку при заданной влекущей силе большая часть мелких зерен осажается из взвеси позже и дальше, чем материал, переносимый через гребень дюны путем волочения. Поэтому как возрастание переноса во взвешенном состоянии (большая влекущая сила), так и обмеление перед фронтом склона скатывания дюн приводят обычно к формированию вогнутостей, а не секущих слоев (фиг. 9-16). Заполнение впадин иллюстрирует фиг. 9-17.

При спокойном режиме течения волнообразные песчаные формы мигрируют вниз по течению за счет выноса потоком материала с тыловой стороны ряби и отложения его на передней стороне. Исключение



Фиг. 9-15. Гидравлические условия у края небольшой дельты, образовавшейся в искусственном русле.
Структура потока над наклонной поверхностью наноса та же, что и над наклонной поверхностью дюны или ряби [63, фиг. 2].

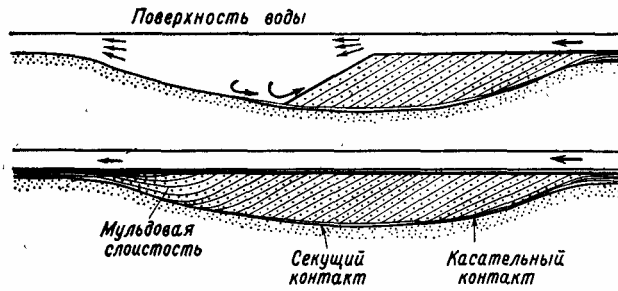


Фиг. 9-16. Зависимость морфологии фронтальных слоев от соотношения количества материала, переносимого волочением и во взвешенном состоянии, и от отношения глубины потока к глубине бассейна [6].

представляет обратное движение (дрейф) ряби вверх по течению, или так называемая восходящая рябь, для которой первостепенную важность имеет выпадение взвеси на дно. Восходящая рябь встречается там, где имела место высокая скорость осаждения, благодаря которой происходила аккумуляция осадков на тыловых склонах дюн или ряби. Это явление можно обнаружить во временно затопляемых зонах [84], а также в верхних частях турбидитных циклов [124] (фиг. 9-26).

Как зависят период (интервал между гребнями) песчаных волн, высота гребня и средний размер зерна в аллювиальных руслах от гидродинамических условий? Хотя окончательный ответ—дело будущего, мы все же знаем, что рябь и дюны ведут себя по-разному. Ялин [126] и Раудкиви [99] сделали вывод, что рябь течения имеет период, пропорциональный размеру зерен и не зависящий от глубины потока. Исследования как современных, так и древних песков, а также многие эксперименты определенно подтвердили, что высота ряби и расстояние между соседними волнами не зависят от глубины потока. Наблюдения также показали, что рябь может изменять свой размер в пределах одной и той же поверхности, на сравнительно небольших расстояниях. Аллен [8] предположил, что относительно прямолинейная и непрерывная рябь сменяется искривленной и прерывистой при увеличении глубины и скорости в мелководных (речных) потоках и прибрежных зонах.

Фиг. 9-17. Изменение морфологии слоистости с изменением глубины воды.
Ось мулды параллельна плоскости чертежа. Морфология слоистости определяется отношением глубины мулды к глубине потока вверх по течению от места срыва [64].

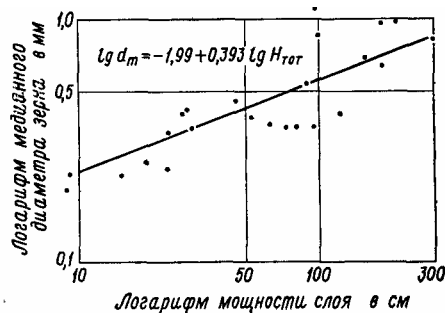


Интервал между дюнами обычно трудно определить по древним песчаникам, хотя Мур [93] и закартировал распределение антядюн, образовавшихся в отложениях вулканической основной волны на Филиппинах. Он нашел, что густота антядюн уменьшается по мере удаления от кратера и затухания основной волны. Обычно высота дюн

• близка к максимальной мощности косой слоистости — параметру, который определить столь же нетрудно, как и размер зерна. Имеются некоторые сведения о высоте дюн в реках. Используя результаты наблюдения за реками и искусственными руслами, Ялин [126] сделал вывод, что высота D_s песчаной волны не может превышать $1/6$ от средней глубины потока D , т. е. $D_s/D \sim 1/6$. Полевые исследования некоторых русских рек, проведенные Леви [79], дали примерно ту же величину. Тем не менее было бы полезным проверить гипотезу Ялина с помощью глубинных акустических методов исследования современных рек. Он полагал, что высота дюн зависит от напряжения сдвига и, поскольку последнее возрастает с увеличением расхода воды, одновременно растет и высота дюн. При этом роль размера зерен свелась к минимуму, хотя в природе наиболее мощные косые слои обычно связаны с более грубозернистыми песками (фиг. 9-18). Шейдеггер и Поттер [108] предположили, что высота дюн коррелируется со степенью турбулентности течения и величиной влекущей силы: чем больше последние, тем более крупные зерна могут переноситься течением. Общая форма зависимости размера зерен d от мощности косой слоистости t следующая:

• $d = at^3$, где a и 3 — константы. Сведений о соотношении между высотой дюн и глубиной водоема для озер и морей известно немного, хотя геологические наблюдения свидетельствуют о том, что мощность косой слоистости в них может значительно превышать аналогичную величину в аллювиальных отложениях.

Каковы же в итоге наши представления о формах отложения в аллювиальных руслах? Очевидно, что наши сведения о природе аллювиальных форм отложения богаче, чем о природе отложений в любой другой геологической обстановке. Это обусловлено возможностью экспериментального изучения искусственных русел и относительной неслож-



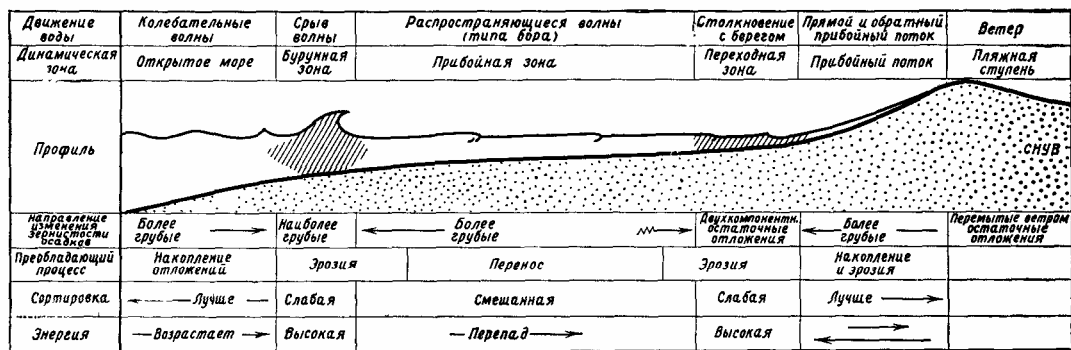
Фиг. 9-18. Размеры зерен и мощность косых слоев [108].

ностью наблюдения форм отложения в реках в периоды низкой воды. Оказалось, что для расширения наших знаний необходимо дальнейшее изучение связи между высотой и формой песчаных волн, с одной стороны, и широкими вариациями конкретных условий течения в реках — с другой. Это особенно важно в связи с тем влиянием, которое оказывает гидродинамика на размеры "возникающей косой слоистости и на различия в образовании форм данной поверхности: плоских или неровных и обрывистых.

ПЛЯЖИ И ШЕЛЬФЫ

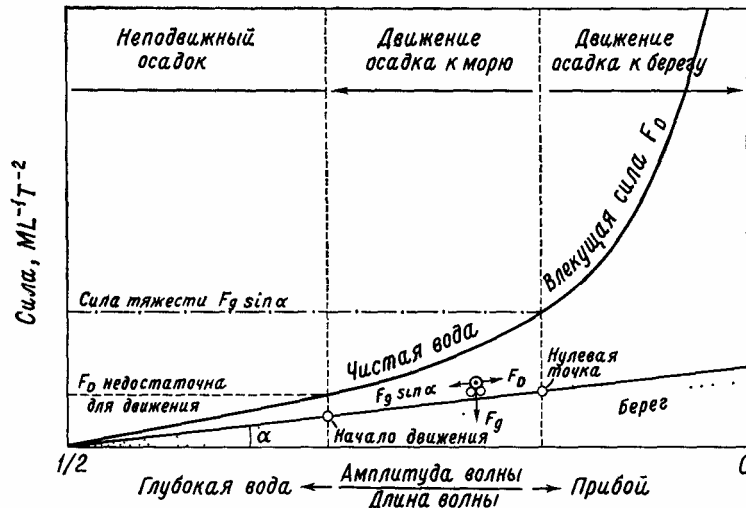
Распределение песков на пляжах и шельфах—сложный процесс, зависящий от совместного действия геометрических факторов (очертания береговой линии, подводной топографии, гидрографии) и энергии волн и течений; обе группы факторов взаимодействуют между собой и обуславливают характер циркуляции воды и степень турбулентности, которые в свою очередь определяют характер донных осадков. Во всей прибрежно-шельфовой зоне перенос песка, его сортировка и тип отложения почти всегда контролируются совместным воздействием волн и течений. В литературе дана подробная систематизация океанских волнений [58] и связанных с ними течений [107]. В дополнение к волнам, порожденным ветрами (что, вероятно, наиболее существенно вблизи от берегов), следует учитывать также приливные и другие океанские течения. Как и в реках, песок переносится двумя способами: волочением по дну и в виде взвеси в воде, однако везде, кроме прибойной зоны у побережья, доминирует первый способ. Мы начнем с рассмотрения береговой линии и пляжа.

Профиль пляжа, спектр волнения и действующие гидродинамические силы показаны на фиг. 9-19. При приближении к берегу глубоководная волна сталкивается с наклоненным навстречу дном и претерпевает рефракцию, в результате чего волновой фронт стремится ориентироваться параллельно береговой линии. Волны придают частицам воды колебательное круговое движение. На мелководье это движение передается материалу дна, увеличиваются величина смещений твердых и жидких частиц, скорость волн и крутизна волны; достигнув достаточной интенсивности, этот процесс приводит слабо связанные песчаные зерна в движение вперед и назад по дну. Этот процесс называют *переносом за счет подъема в волне* (wave surge transport). Наблюдения показывают, что воздействие на дно со стороны волн при нарастании их амплитуды развивается в такой последовательности: колеблющийся



Фиг. 9-19. Систематизация форм движения текучей среды, зон динамической активности и характеристик седиментации на пляже.

Заштрихованные участки соответствуют высокой концентрации взвешенных зерен. СНУВ — средний низкий уровень вод [56].



Фиг. 9-20. Схематическое изображение сил, действующих на слабо связанные зерна на пляже ([62], с изменениями).

ламинарный граничный слой—Шоявление турбулентности—^—начало смещения некоторых зерен—юобщее движение зерен—сформирование ряби и дюн [1].

При движении в сторону берега глубоководной колебательной волны и соударении с наклоненным навстречу ей дном соответствующие напряжения сдвига и градиенты давления увеличиваются, и на некотором расстоянии от берега эти силы способны привести в движение песчаные зерна, обладающие определенной скоростью оседания, соответствующей углу наклона дна α (фиг. 9-20). Зерна с данной скоростью оседания смещаются вперед и назад при каждом волновом цикле. Изменение давления на дно при прохождении волны может вызвать также изменение давления поровых вод в заполненном водой песке и тем самым изменить критическую величину влекущей силы (см. раздел, посвященный деформации песков в донном осадке).

Направление и величина абсолютного смещения зерна с данной скоростью оседания в прибрежной зоне с углом наклона дна α зависит от соотношения трех сил: 1) собственно влекущей силы FD , усредненной за один волновой цикл; 2) силы сопротивления со стороны дна Fr , вызванной силами сцепления зерна с дном; 3) компоненты силы тяжести $Fg \sin \alpha$ (фиг. 9-20). Сила трения со стороны дна всегда препятствует смещению. Если $F_0 > Fg \sin \alpha + Fr$, то зерно движется в сторону берега; если $F_0 - Fr < Fg \sin \alpha$, зерно движется в сторону моря; если $F_0 - Fr = Fg \sin \alpha$, зерно остается на месте, и это определяет границу, за которой значимое результирующее смещение отсутствует, а происходят лишь поперечные к этой линии колебательные движения зерна.

Такой подход к изучению движения песков в прибрежных водах, использующий понятие нулевой линии, применен в работе Джонсона и Иглсона [62], которые развили последовательную математическую теорию процесса; ее прикладные аспекты рассмотрены Свифтом [120]. Хотя эта теория имеет определенные недостатки, она описывает в целом динамику осадков в прибрежных водах, поскольку дает соотношение между скоростью осаднения, углом наклона и влекущей силой, где последняя величина есть функция мощности волны. Обзор этой теории и других теорий движения песка и профиля побережья дан Раудкиви [99].

Таблица 9-4 Скорости некоторых поверхностных приливных и морских течений

	Скорость	
	узлы	см/с
<i>Приливные течения</i>		
Устье реки Яде, Северное море	3,3	170
Залив Фанди	2,2—2,8	132—453
Залив Сан-Франциско	3,3 (максимальный прилив)	170
	4,5 (максимальный отлив)	W)
Залив Кейп-Код	3,3 (максимальный прилив)	170
	2,3 (максимальный отлив)	118
Флоридское течение	1,7-3,5	88—180
Тихоокеаническое экваториальное противотечение	0,6—1,2	31-62
Течения, вызываемые ветром	0,06—0,2	о «л 0— 11)
<i>Прибрежные течения</i>		
Мыс Аргуэльо, Калифорния	0,25—0,5	13-26
Мыс Нэгс-Хед, Южная Каролина	0—2,6 (интервал колебаний)	0—132
	0,2 (среднее, мола)	60
Оготурук-Бич, Аляска	0—1,0 (интервал колебаний)	0—43.-
	0,2 (среднее, мола)	12
-Ла-Холья, Калифорния	0,01—0,5 (интервал колебаний)	0,001—26
	0,2 (среднее, мола)	8.

Некоторые полевые, а также лабораторные исследования показали, что в дополнение к упомянутому колебательному движению зерен короткие и мощные штормовые волны уносят песок от берега, тогда как длительное волнение (зыбь) приносит песок к берегу. Песчаные зерна движутся подобно маятнику, вперед—назад, перпендикулярно к береговой линии в результате совместного воздействия постоянного прилива и изменяющихся погодных условий; в зависимости от интенсивности этих факторов движения воды песок претерпевает результирующее поперечное (латеральное) смещение относительно берега. Многократное повторение таких маятниковых циклов способствует значительной сортировке песка и интенсивной абразии; последняя разрушает механически непрочные частицы, например обломки глинистых пород.

Волны играют важную роль в переносе осадков вдоль берега, поскольку они переводят песок во взвешенное состояние и тем самым стимулируют его перенос прибрежным течением или приливами, которые сами по себе могут быть недостаточно мощными для увлечения песка. Другими словами, действие волн сообщает энергию частицам песка, приводя их в движение, а затем уже их подхватывает течение воды. Чем больше напряжение сдвига, создаваемое волной, тем больше песка переходит во взвесь и тем дальше он переносится. В табл. 9-4 представлены параметры, характеризующие некоторые морские течения. Попутным результатом ударов волн о берег под некоторым углом является дрейф наносов вдоль берега. Он происходит вследствие выброса прибоем песчаных зерен под некоторым углом к берегу и возвращения их с обратным прибойным потоком под прямым углом к берегу.

Известны попытки сформулировать теорию переноса донных осадков на пляжах. Соответствующие примеры представляют собой работы Инмана и Багнолда [60] и Абу-Сейда [1], причем последняя работа использует модификацию теории Эйнштейна [37], сформулированной первоначально для переноса донных осадков в руслах рек. При изучении некоторых участков побережья Калифорнии Боуэн и Инман [21]

получили полуэмпирическую формулу для скорости S_t переноса вдоль побережья (в куб. футах/с):

$$S_t = 1,13 \cdot 10^{-4} H, \quad (9-17)$$

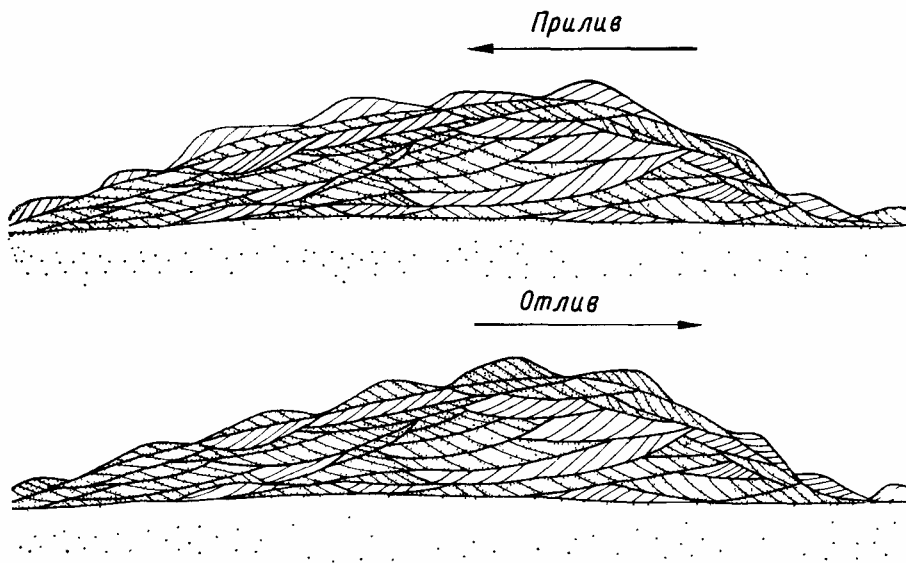
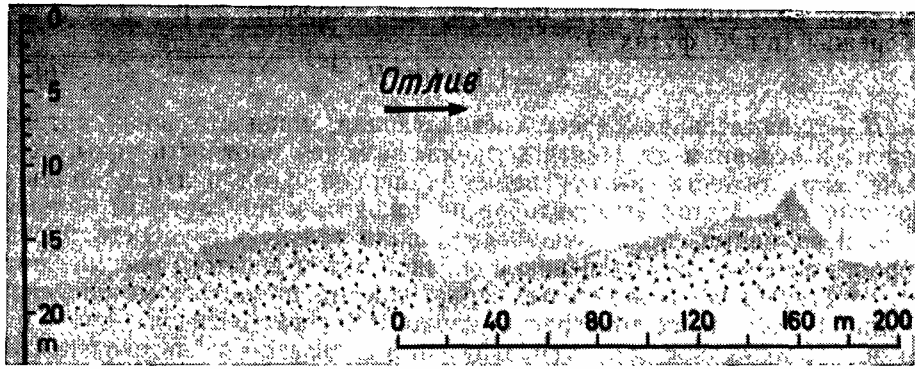
где H —параллельная берегу составляющая мощности волн, которая зависит в основном от девяти величин, включая плотность воды, ускорение силы тяжести, высоту волн, их период, угол подхода волны к берегу и т. д. Метод этих авторов не только вводит слишком большое число переменных, но и усиливает дополнительную трудность оценки скорости переноса по сравнению с оценкой путем простого рассмотрения сил, действующих на отдельные зерна, как это принято в методе нулевой линии. Изменение топографии пляжа и берега (развитие новых мысов и песчаных кос или отмелей) прямо связано с интенсивностью прибрежных течений. Хотя теория этого процесса имеет ряд существенных ограничений, некоторые результаты она все же дала. Перенос вдоль побережья — один из наиболее важных механизмов, посредством которых песок мог передвигаться на большие расстояния параллельно древним склонам, а не только вниз от них.

В набегающих волнах частицы воды совершают движение более или менее по кругу (эллипсу), за исключением прилегающей к дну зоны, в которой орбиты становятся все более плоскими и частицы воды движутся параллельно дну вперед и назад, в основном перпендикулярно к береговой линии. Такое колебательное движение приводит к образованию симметричной волнообразной ряби, ее угол наклона редко превышает 23° и существенно меньше, чем угол естественного откоса. Основным фактором, определяющим образование симметричной ряби, являются турбулентные вихри, создаваемые проходящими волнами. Хармс [53] отмечает, что все борозды колебательной ряби имеют одинаковую высоту и период (интервал между гребнями), отличаются непрерывностью и тенденцией ориентироваться параллельно береговой линии, поскольку фронт отраженной волны ориентирован перпендикулярно к ней. Колебательная рябь изучалась в прибрежной зоне Ньютоном [95], который установил следующее: 1) рябь мигрирует, 2) она обычно состоит из погружающихся в сторону береговой линии слойков, 3) высота гребней и их распределение частично обусловлены характеристиками волн.

Рябь, созданная совместным действием течения и волн, имеющая промежуточные характеристики между рябью течения и рябью волнения, была названа Хармсом [53] комбинированной рябью. Эта рябь может быть асимметричной, но гребни более округлые и более непрерывные, чем у нормальной асимметричной ряби течений в руслах рек; она также имеет меньший угол наклона, чем угол естественного откоса. Рейнек и Вундерлих [103] приводят систематизацию большинства геометрических свойств ряби течения и ряби волнения.

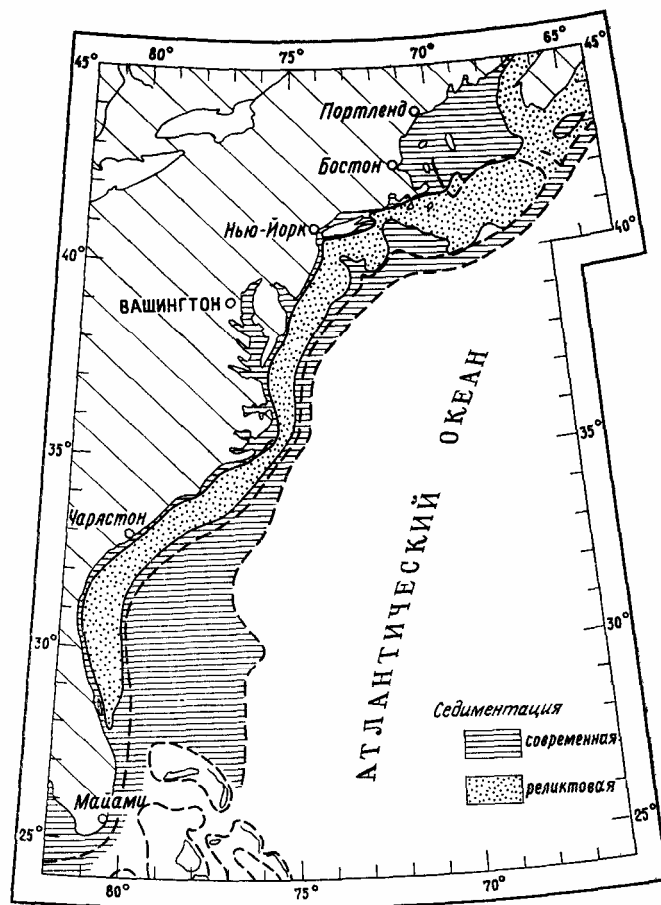
Гидродинамическая интерпретация ряби волнения затруднительна, хотя Инман [57] и показал, что интервал между волнами ряби есть функция диаметра орбиты волны и ее скорости, а также размера зерен, причем более грубый песок формирует рябь с большим периодом. Позднее Хармс [63] снова проанализировал этот вопрос, но получил мало новых результатов. Более того, и для ряби течения зависимость морфологии ряби волнения от глубины воды также практически отсутствует.

Значительную роль могут играть приливные течения в мелководных шельфовых зонах и в прилегающих устьях рек (эстуариях), а также там, где форма береговой линии сильно ограничивает течение воды, например в фьордах или узких проливах. Такие приливные течения



Фиг. 9-21. Формы песчаных отложений приливо-отливной зоны в устье реки Яде, в южной части Северного моря.
Вверху — профиль по данным эхолотирования. *Внизу* — внутренняя текстура по данным бурения. Заметна бимодальная косая слоистость [102].

и соответствующие им формы отложения лучше всего были изучены, по-видимому, в приливных мелководных зонах Северного моря у побережья Голландии и ФРГ [123, 102, 96]. Отдельные асимметричные дюны и песчаные отмели обнаруживают комбинацию двух систем косой слоистости, соответствующих отливам и приливам воды (фиг. 9-21), хотя ориентация асимметричных дюн может быть достаточно сложной [96]. Там, где приливное и отливное течения имеют примерно одинаковую интенсивность, приливное и отливное смещения дюн также одинаковы, формируется бимодальная косая слоистость, но там, где одно из них преобладает, возникает односторонняя миграция дюн и лишь одна система косой слоистости. Многие древние морские известняки обнаруживают, как правило, бимодальную косую слоистость, свидетельствующую о действии приливов и отливов. Болл [17] приводит примеры сложной седиментации оолитовых песков на Багамских островах, которые сопоставимы со многими терригенными песками благодаря сходству процесса отложения. Страйд [116] описал тонкие линзовидные



Фиг. 9-22. Реликтовая и современная седиментация в зоне Атлантического побережья Северной Америки [38].

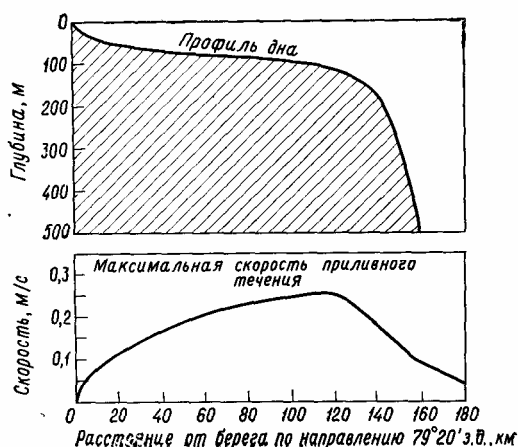
прослой песка у берегов Северного моря, также являющиеся продуктом, приливных течений. Шепард и Маршалл [111] зафиксировали скорости прямого и обратного течения в подводных каньонах близ Ла-Хольи, Калифорния, достигающие 34 см/с у дна каньонов; высокая скорость обратного течения коррелируется с общим отливом, хотя и другие факторы играют роль, в частности внутренние волны.

О процессах, действующих в зоне прибрежных вод и определяющих современную шельфовую седиментацию, известно немного. В большинстве современных шельфов представлено сочетание современных и реликтовых осадков, приуроченных к плейстоценовым изменениям уровня моря (фиг. 9-22), и нет ни достаточных данных, ни теории. Современное состояние этого вопроса описано Свифтом [120], который использует сочетание метода нулевой линии с методом равновесного профиля шельфа, предложенным Джонсоном [61]. Как пишет Свифт [120], равновесный профиль шельфа имеет форму экспоненты, вогнутой по отношению к поверхности моря, а ее наиболее крутой участок находится у берега. В сторону открытого моря угол наклона и размер зерен уменьшаются. В пределах профиля обнаруживается отчетливая корреляция между размером зерен и углом наклона, точно так же, как это имеет место для равновесного профиля русла реки. Такова класси-



Фиг. 9-23. Схематическая модель действия различных процессов переноса в шельфовой области в их связи с побережьем ([120], с изменениями).

ческая идея, которая родилась из исследований древних осадочных пород. Если формирование равновесного профиля происходит за счет воздействия волн, создаваемых ветром, то в таком случае глубина над шельфом не должна превышать, вероятно, 20 м, так как именно при такой глубине начинает обычно проявляться преломление волн. Для более глубоководных шельфов Свифт [120] склонен считать главной причиной рассеяния песка перенос волнами при штормах, а также то, что этот процесс носит в основном случайный характер; перемещение осадков происходит на сравнительно короткие расстояния, сначала в каком-то одном направлении, а в следующий раз в другом. Косая слоистость в древних морских песчаниках более разнообразна по ориентации, чем в современных реках и дельтах (гл. 4), что можно объяснить возникновением ряби во время штормов. Следует вместе с тем заметить, что во многих морских песчаниках результирующий вектор косой слоистости обычно направлен вниз под уклон, о чем свидетельствуют палеогеографические данные. При определенных заданных условиях, таких, как линейный источник осадков на берегу, практически полностью случайный характер смещений песчаных зерен по шельфу и линейное погружение их под уклон шельфа, как показано на фиг. 9-23, представляется неизбежным наличие какого-то слабо анизотропного механизма рассеяния, приводящего к переносу песка поперек шельфа [120]. Хотя здесь не все еще ясно, можно предполагать, что существует некий механизм, направленно сортирующий песок, в результате чего более тонкие фракции в конечном счете концентрируются в нижней части склона шельфа по направлению к перегибу. Донахью и др. [33] приводят определенные аргументы в пользу гипотезы о зарождении равновесного шельфа в районе побережья штата Нью-Джерси, где тонкий слой песка, вероятно частично переработанный из более древних осадочных отложений, становится все более мелкозернистым по направлению к океану.



Фиг. 9-24. Распределение максимальной скорости приливного течения над континентальным шельфом у побережья Панамы и профиль шельфа. Максимальная скорость отмечается близ края шельфа ([43], с изменениями).

Теоретические исследования и прямые наблюдения позволяют предположить, что область за перегибом шельфа больше подвержена действию течений и содержит поэтому более грубый песок, чем большая часть центральной области шельфа [33]. Это может быть обусловлено накатывающимися на шельф волнами с большим периодом, так же как и действием приливных течений (фиг. 9-24). Океанские течения, вероятно, могут также влиять на седиментацию на шельфе, например, Гольфстрим, проходя над континентальным шельфом с восточной стороны Северной Америки, может как бы смести все осадки, если только оно (течение) сохраняет достаточную мощность на глубине, правда, пока еще прямых данных немного. Халсмен [54] полагает, что, так же как и в мелководных районах, подводные склоны на значительных глубинах, например в пределах континентального склона, несут определенные признаки эрозии и отложения, в частности такие, как косая слоистость; он приводит данные измерения скорости глубоководных потоков, достигающей 20 см/с и даже 1 м/с, считая их здесь основным фактором формирования отложений. Такие потоки обусловлены, как полагают, внутренними волнами, накатывающимися на склон шельфа.

ВЕТЕР

Ветер представляет собою довольно важный фактор седиментации осадков, так как он переносит огромные массы песка в континентальных пустынях, приносит во внутренние районы суши терригенные или карбонатные пески с побережья, а во время пыльных бурь разносит алевритовые и глинистые частицы на огромные расстояния от их источников, поставляя материал для значительной части пелагических осадков океана. Поэтому перенос ветром должен занимать важное место в седиментологии, хотя пока этому механизму, вероятно, уделяли меньше внимания, чем следовало. Дальнейшее изложение основано на опубликованных обзорных и теоретических работах [12, 28, 99, 107, 118].

Перенос ветром песка существенно отличается от переноса алевритов и глин. Песок мигрирует в узком воздушном слое, прилегающем к земле, главным образом скачками, тогда как алевритовые и глинистые частицы переносятся на огромные расстояния, оставаясь все время во взвешенном состоянии (табл. 9-5).

Таблица 9-5

Расчетное время и высота полета частиц¹ [281]

Диаметр, мм	Скорость оседания, см/с	Время полета	Расстояние	Максимальная высота
0,001	0,00824	9—90 лет	4—40·10 ⁶ км	6,1—61 км
0,01	0,824	8—80 лет	4—40·10 ² км	61—610 м
0,1	82,4	0,3—3 с	46—460 м	0,61—6,1 м

¹ Для скорости ветра 1500 см/с

Когда ветер достигает критической скорости над слоем рыхлого сухого песка, зерна последнего начинают катиться с ускорением и, пройдя несколько сантиметров, подпрыгивают, проносятся в воздухе отрезок пути, многократно превышающий диаметр зерна, и возвращаются на поверхность по параболическим траекториям. Поднимаясь в более быстрый поток воздуха, песчаные частицы приобретают дополнительную энергию и, подобно снаряду, двигаются примерно со скоростью ветра. Угол удара α обычно составляет 10—16° и определяется как $\operatorname{tg} \alpha = Vg/v$, где Vg —конечная скорость зерна, а v —скорость ветра. Последовательное подпрыгивание зерен называется сальтацией. В от-

личие от перемещения алевритовых и глинистых частиц сальтация песка имеет четкий верхний предел, обычно около 1 м. Этот верхний предел зависит от состояния поверхности: чем тверже поверхность, тем выше подпрыгивают песчаные зерна, чем мягче поверхность, тем ниже сальтация. Минимальная скорость, необходимая для увеличения сухого песка, грубо приближенно принята равной 537 см/с. После возвращения на поверхность зерно может подпрыгнуть вновь, его импульс может передаться другому зерну при столкновении или же упавшее зерно может просто продолжать катиться далее. Механизм поверхностного волочения ответствен за перенос примерно 25% всех перемещающихся песчаных наносов. Именно благодаря этому механизму слишком крупные для сальтации зерна могут тем не менее двигаться по направлению ветра. Волочение и сальтация, как и многие другие осадочные процессы, могут быть связаны между собой постепенными переходами.

Хотя сальтация и волочение происходят при переносе песка как в воздухе, так и в воде, сальтация более характерна для переноса ветром. Высота сальтационного прыжка в воде [64] составляет всего лишь около 1/800 от аналогичной величины в воздухе. Решающим фактором, обуславливающим гораздо большую роль сальтации в воздухе, является резкое различие между плотностью воздуха и воды, при 18°C плотность сухого воздуха в 869 раз меньше плотности воды. Именно сальтация определяет ряд особенностей морфологии эоловой песчаной ряби.

Влекущая сила, вычисленная по формуле (9-7), позволяет получить оценку импульса и кинетической энергии, которую приобретают песчаные зерна при переносе по воздуху и в воде. Для увлечения одинаковых зерен в различных средах необходимо равенство влекущих сил:

$$C_{D_a} [(\rho_a v_a^2)/2] = C_{D_w} [(\rho_w v_w^2)/2]. \quad (9-18)$$

Но C_{D_a} и C_{D_w} примерно равны, так как C_D — функция числа Рейнольдса и мало меняется для сфер в пределах значений R от 10^{-2} до 10^{-5} [99]. Отсюда:

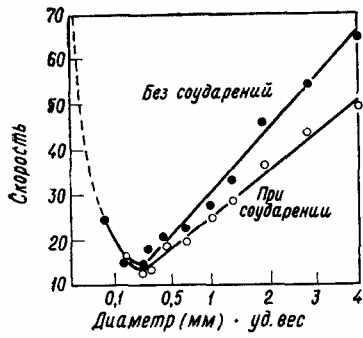
$$(\rho_a v_a^2)/2 = (\rho_w v_w^2)/2. \quad (9-19)$$

Таким образом, отношение скоростей в первом приближении будет

$$v_a/v_w = \sqrt{\rho_w/\rho_a} = 29,3, \quad (9-20)$$

т. е. во столько раз скорость в воздухе больше, чем в воде, при одинаковой влекущей силе. Тем самым и импульс зерна с массой M , перемещающегося по воздуху, в 29,3 раза больше, чем у зерна в воде. Соответствующая кинетическая энергия $(29,3)^2 \cdot M/2$ у зерна в воздухе примерно в 430 раз больше, чем в воде. Эта огромная разница в кинетической энергии объясняет более сильную абразию песка, переносимого ветром, что уже отмечалось Кюненом [73] и др. На основе экспериментов Кюнен оценил, что потеря веса песка при эоловом переносе происходит в 100—1000 раз быстрее, чем при переносе водой. Он также отметил, что гораздо меньшая абсолютная вязкость воздуха (составляющая $1,73 \cdot 10^{-6}$ вязкости воды) означает, что амортизация ударов в воздухе непосредственно перед соударением минимальная. Вероятно, большая окатанность, присущая некоторым эоловым пескам [77], также обусловлена более высокой кинетической энергией сальтационного переноса в воздухе. Когда подпрыгивающие зерна с высокой кинетической энергией ударяют в песчаные зерна, находящиеся на земле, переданный последним импульс может оказаться достаточным для их

Таблица 9-6



Фиг. 9-25. Функция вовлечения частиц со дна в поток (зависимость пороговой скорости от размера зерна и удельного веса) ([24], с изменениями)

Переменные характеристики переноса и отложения осадков под действием ветра ([24], с изменениями)

Ветер	Поверхность
Скорость	Топография
Направление	Плоская
Постоянство	Волнистая
Температура	С изломами
Влажность	Мелкомасштабная шероховатость
	Покров
	Материал
	Распределение по размерам зерен
	Содержание влаги
	Состав

увлечения ветром. Соответствующая минимальная скорость увлеченных зерен называется *пороговой скоростью соударения*.

Энгельхардт [39] указал на различия в гидравлической эквивалентности между кварцем и магнетитом и кварцем и гранатом для песчаных отложений субаэрального и субаквального происхождения. Недавно Ханд [52] развил эту идею и с определенным успехом испытал ее при изучении песков побережья и дюн штата Нью-Джерси.

В исследованиях общих проблем передвижения песка под действием ветра [12, 66, 68] центральное место занимает изучение закономерностей вовлечения песка в поток [12, 29; 24; 127]. Полученная функция имеет вид вогнутой кривой с одним минимумом, отвечающим значению диаметра зерна около 0,1 мм (фиг. 9-25). Увеличение скорости скольжения для более мелких частиц может быть связано с их большим сцеплением.

Как и при переносе в воде, формирование ряби и дюн под действием ветра представляет собой сложный и пока еще далеко не полностью понятый процесс; это особенно касается дюн, которые достигают иногда высоты 200 м. Багнолд [12], фон Карман [69] и многие другие геологи, изучавшие эоловую седиментацию, высказывали различные точки зрения на формирование волнообразных текстур в песках. Геологическое обоснование картины формирования их дано в работах Харм-са [53] и Шарпа [109]; их выводы представлены ниже.

Ветровая рябь, как правило, характеризуется удлиненными повторяющимися формами с асимметричными прямолинейными гребнями. В тонких, хорошо отсортированных песках, которые слагают большую часть эоловых отложений, рябь характеризуется небольшой высотой гребня. Шарпом высказано предположение [109], что индекс ряби (отношение длины волны к высоте) изменяется обратно пропорционально размеру зерна и прямо пропорционально скорости. Ранее предполагалось [12], что период волн ряби возрастает с увеличением скорости ветра, которая определяет среднюю длину пробега подсакаивающей частицы. Прямолинейность гребней ряби является следствием ползучести и сальтации песка—если где-либо намечается изгиб гребня, то подсакаивающие частицы песка начинают ударяться о поверхность под косым углом, скатываясь, наращивают боковую поверхность и тем самым способствуют выпрямлению гребня. Индекс ряби равен 30—70 в хорошо отсортированных тонких песках; он может понижаться до

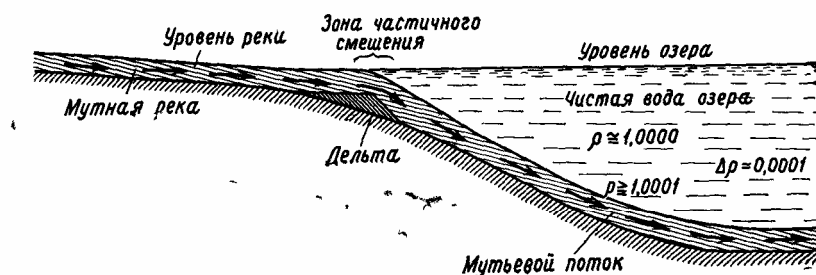
10—15 в более грубых и хуже отсортированных песках [53]. Четкий признак, отличающий ветровую рябь от подводной, выражается в скоплении грубых зерен на гребнях эоловых структур, тогда как в подводной ряби грубые зерна скапливаются в бороздах. В эоловой ряби грубые зерна смещаются к гребню и накапливаются там за счет сальтации, в воде же у гребней возникает большее напряжение сдвига, которое способствует скатыванию грубых зерен вниз, в борозды. ;

Возможно, вследствие того, что эоловые дюны более доступны наблюдению, чем подводные, и/или же из-за того, что воздушные течения более изменчивы по направлениям и интенсивности, чем подводные, создается впечатление, что эоловые дюны более сложны и разнообразны по форме, чем подводные. Так или иначе, связь между формой дюн, внутренней косою слоистостью и направлением ветра изучена пока недостаточно (см. раздел, посвященный эоловым пескам, гл. 11). В табл. 9-6 перечислены некоторые основные факторы, которые обуславливают перенос и отложение песков.

МУТЬЕВЫЕ (ТУРБИДИТНЫЕ) ПОТОКИ

Мутьевой поток является специфической разновидностью плотно-стного потока и определяется как «движение под действием силы тяжести одной из текучих сред сквозь другую текучую среду (а также под нею и поверх нее), если их плотности различаются между собой» [27]. Плотностные потоки обычно возникают благодаря различию в плотности, вызванному различием температур или степени солености. Мутьевые потоки обладают большой плотностью за счет взвешенных тонкодисперсных частиц. В результате научных наблюдений за последние 100 лет лучше других изучены и описаны мутьевые потоки, которые образуются, когда илистая река впадает в озеро или любой водоем с чистой водой и мутные воды реки текут на глубине под слоем чистой воды. Одним из наиболее подробно описанных мутьевых потоков этого типа является поток, образуемый илистой водой реки Колорадо при впадении ее в озеро Мид [48, 49]. Экспериментальное исследование мутьевых потоков проводили Кюннен [71, 76], Белл [18], Мидлтон [89—91]. В ряде работ [87, 27, 89, 90] обсуждается гидродинамика таких потоков, однако наши представления о свойствах природных мутьевых потоков пока еще фрагментарны. Наиболее важны в количественном отношении мутьевые потоки в океанах, где они являются главными факторами образования отложений на абиссальных равнинах и дают нам информацию о турбидитах в прошедшие геологические эпохи. Другим типом мутьевого потока является поток вулканического пепла в атмосфере; при переносе частиц пепла, взвешенных в воздухе, создается избыточная плотность текучей среды.

На фиг. 9-26 схематически изображен простейший вариант образования мутьевого потока в чистой воде озер и водоемов. Речной поток значительно теряет скорость при впадении в озеро, поэтому он не смешивается полностью с окружающей озерной водой. До тех пор, пока не наступило смешение, он остается в виде отдельного текучего слоя с существенно более высокой плотностью по сравнению с чистой водой. Под действием силы тяжести мутьевой поток движется затем под уклон вдоль дна озера до тех пор, пока он не израсходует весь поступательный импульс из-за остановки плотинкой, как в озере Мид, либо за счет потерь, связанных с трением, после того как поток достигнет горизонтального дна и начнет растекаться во все стороны. По мере того как поток теряет скорость, происходит осаждение взвешенного в нем материала. Гидродинамическая природа явления весьма сложна, так как



Фиг 9 26 Образование мутьевого потока при впадении в озеро суспензии с высокой концентрацией взвешенных осадков

Минимальная эффективная плотность $\Delta\rho$ должна составлять 0,0001, для того чтобы такой плотностной поток двигался. Высокая плотность потока реки обусловлена взвесью осадка. Наиболее грубая фракция оседает в дельте.

зависит от плотности взвеси, уклона и степени неровности дна, степени турбулентности и смешения с вышележащим слоем, а также от распределения (Взвешенного материала по размерам зерен, из которых более крупные зерна осаждаются первыми по мере падения скорости потока.

Условия перемещения двумерного мутьевого потока можно записать в виде

$$\tau_0 + \tau_i = \Delta\rho g h \alpha, \quad (9-20a)$$

где τ_0 —касательное напряжение у дна, τ_i —касательное напряжение

на границе мутьевого потока и верхнего чистого слоя, $\Delta\rho$ — разность между плотностями двух указанных слоев, называемая *эффективной плотностью*, h —толщина потока, α —уклон дна водоема. Поток будет смещаться, если составляющая силы тяжести, вызванная разностью плотностей и действующая вдоль уклона дна, превышает касательное напряжение на границе раздела между движущимся слоем снизу и неподвижным слоем чистой воды сверху. Предполагают, что глубина мутьевого потока незначительна по сравнению с верхним слоем воды. Граница раздела двух слоев предполагается достаточно тонкой и гладкой, без существенного перемешивания.

Большинство исследователей, занимавшихся теорией мутьевого потока, уделяли главное внимание стационарности и равномерности движения потока, хотя Миддлтон [89] рассчитал также и скорость в верхней точке потока. Для стационарного равномерного потока можно использовать уравнение типа Чези, применение которого предложено ранее [78] Миддлтон дает уравнение [90]

$$v = C' \sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho} h \alpha}, \quad (9-21)$$

где v —скорость равномерного течения мутьевого потока, C' —несколько видоизмененный коэффициент Чези (составленный из удельного веса и гидродинамического сопротивления и выражающий связь между средней скоростью, гидравлическим радиусом и уклоном дна), $\Delta\rho$ —эффективная плотность, ρ —плотность потока, h —толщина потока, α —наклон дна. Миддлтон рассматривает возможности оценки C' , исходя из степени неровности дна, числа Рейнольдса и гидродинамического сопротивления на верхней границе мутьевого потока. Оценка сопротивления на границе раздела затруднительна, поскольку состояние этой границы проходит через различные стадии: резкую и гладкую, затем волнистую, далее прибойную, при этом турбулентное перемешивание на границе раздела возрастает с увеличением интенсивности потока в указанной последовательности стадий. Было предложено [70] выражать условия

образования волн и смешения жидкости на границе раздела в зависимости от *плотностного числа Фруда* F_p

$$F_p = \frac{v}{\sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho} gh}}, \quad (9-22)$$

которое характеризует образование волн на границе раздела жидкостей под действием составляющей силы тяжести, подобно тому как обычное число F характеризует свободную поверхность потока воды, граничащую с воздухом. В качестве меры стабильности границы раздела используют [70] следующую комбинацию F_p и числа Рейнольдса

$$\theta = \frac{1}{(F_p^2 R)^{1/3}}. \quad (9-23)$$

Экспериментально определено среднее критическое значение $\theta = 0,18$, характеризующее начало турбулентного состояния потока. Если θ превышает указанную величину, то смешения не происходит.

Теперь, используя формулы (9-20) и (9-23), можно проследить за поведением мутьявого потока при изменении эффективной плотности и уклона дна. Чем больше взвешенного материала находится в потоке, тем выше эффективная плотность и тем быстрее он перемещается. При увеличении наклона дна плотностное число Фруда F_p возрастает и, таким образом, изменяет условия стабильности границы раздела, а тем самым и гидродинамическое сопротивление на этой границе, от которого в свою очередь зависит коэффициент Чези, связанный со скоростью потока. Чем быстрее поток и чем больше его турбулентность, тем больше ила, алеврита и песка может находиться во взвешенном состоянии. Но в то же время, чем выше плотность и вязкость суспензии, тем сильнее гасится турбулентность, так что существует оптимальное число Рейнольдса, характеризующее максимальную транспортирующую способность потока. При возрастании скорости увеличивается F_p и смешение на верхней границе потока; когда θ превышает критическое значение, на границе возникают волны, в конечном счете усиливается турбулентное вихреобразование и перемешивание с находящимся сверху слоем чистой воды. Перемешивание понижает эффективную плотность, вызывает увеличение гидродинамического сопротивления и тем самым вызывает рассеяние этого потока. Таким образом, перемещаясь под уклон, мутьевой поток как бы заключен в рамки предельных значений скорости, турбулентности и F_p ; их нижние пределы не позволяют удерживать слишком большое количество грубого материала во взвешенном состоянии, а верхние характеризуют те значения указанных параметров, выше которых наступает диссипация потока за счет все более интенсивного перемешивания с верхним слоем воды. Когда мутьевой поток достигает горизонтальной поверхности дна озера или же абиссальной равнины океана, он начинает распадаться; по мере того как его поступательный импульс расходуется на преодоление сил внутреннего и поверхностного сопротивления, его турбулентность уменьшается и взвешенный материал постепенно осаждается, следуя вступающим в силу законам, определяющим скорость оседания.

Мутьевые потоки, впадающие в озера и искусственные водоемы, наблюдались непосредственно, однако об их присутствии в современных или в древних океанах можно судить лишь по косвенным свидетельствам. О наличии мутьевых потоков в современных океанах свидетельствуют данные о разрывах трансокеанских кабелей, проложенных по дну;

фауна, переместившаяся из мелководья в глубоководные области, по-

степенное изменение природы осадков вдоль абиссальной равнины, происходящее иначе, чем для чисто пелагических осадков в районах абиссальных холмов и подводных гор; отсутствие каких-либо значительных глубоководных неплотностных течений 'вдоль дна океана, способных транспортировать крупнозернистый материал в глубоководные области. Все экспериментальные данные и рассмотрение механизма движения мутьевого потока, а также механизма потоков в океане содержатся в книге Менарда [86] и в статье Кюнена [75]. Необходимо отметить следующий важный момент: маловероятно, что мутьевые потоки могут брать свое начало в мелководных частях океана, поскольку там действие волн перемешивает воду столь сильно, что никакой отдельный мутьевой слой не может сохраняться там как таковой. Ввиду того что плотность океанской воды равна примерно 1,02, впадающая в океан река должна обладать весьма высокой плотностью взвешенного материала, чтобы эффективная плотность была достаточно велика для формирования мутьевого потока. Но и тогда поток подвергается повсеместно перемешиванию за счет деятельности волн и приливных течений.

Существуют и другие аспекты гидродинамики мутьевых потоков. Возможна связь мутьевых потоков с понятием автосуспензии — идея заключается в том, что взвешенные зерна передают потоку дополнительную энергию при движении под уклон, что ускоряет течение [53]. Дзу-лински и Симпсон [36] попытались моделировать из алебаstra донные отпечатки, обычно встречаемые на поверхностях напластований. Поскольку расчет скоростей оседания в мутьевом потоке с умеренной плотностью показывает, что количество тонкодисперсной глины, осаждающейся одновременно с песком, незначительно, то осаждение глины представляется явно недостаточным для объяснения возникновения матрикса в граувакках. Это порождает вопрос о существовании в природе мутьевых потоков с очень высокой плотностью, а также о возможном отложении из них больших количеств глинистого матрикса. Вопрос рассмотрен Кюненом [76]. Источник серьезных противоречий кроется в возможной абразии подводных каньонов под действием мутьевых потоков [НО]. Ван Андел и Комар [9] обсуждали роль мутьевых потоков и гидродинамического механизма переноса в отложении осадков с постепенным уменьшением размера зерна от подошвы до кровли в замкнутой долине на флангах Срединно-Атлантического хребта. Для объяснения последовательности турбидитных отложений они привлекают механизм многократного отражения течения от бортов долины. Многие специалисты рассматривали связь между различными типами турбидитов, выделенными в работе [20], и режимом (бурным или спокойным) мутьевого потока по аналогии с рассмотрением осадочных текстур [114], формирующихся в аллювиальном русле [125]. Трудность здесь заключается в том, что характеристика режимов аллювиальных потоков, определяющих формы отложения, при помощи гидродинамических параметров, таких, как число Фруда, опирается на большое количество экспериментальных данных. В то же время о связи параметров мутьевых потоков, таких, как плотностное число Фруда, с формами отложения известно столь немного, что подобный подход рискует оказаться спекулятивным.

Наконец, некоторые геологи скептически относятся к самому факту существования мутьевых потоков, а также к объяснению флиша как отложений этих потоков; одним из современных сторонников этой точки зрения является ван дер Линген [80]. Хотя в теории мутьевых потоков имеется много сложных проблем и много белых пятен, нам представляется, что мы не располагаем никакой другой последователь-

ной теорией, которая объясняла бы многочисленные взаимосвязанные явления седиментации так же хорошо, как это возможно с помощью теории мутьевых потоков.

СТРОЕНИЕ АГРЕГАТОВ

При отложении песка, переносимого путем волочения, сальтаца или в виде суспензии, частицы принимают определенную предпочтительную ориентировку, которая сохраняется при затвердевании и превращении в песчаники, если эти отложения не испытывали деформаций благодаря оползням или деятельности животных. Теория, объясняющая образование той или иной текстуры, имеет ряд ограничений; ей посвящен обзор Руснака [100], который провел качественное рассмотрение сил, действующих на отдельное зерно. Позже Рис [101], а также Гамильтон и др. [51] рассматривали текстуры с позиций теории Багнолда. Хотя для ее приложения к текстурам необходимы дополнительные параметры, теория Багнолда представляется особенно удобной, поскольку она оперирует преимущественно силами, действующими на агрегаты зерен, а не на отдельные зерна. Ниже мы кратко остановимся на наиболее значительных теоретических тезисах Риса и Гамильтона.

Гидродинамическая сила, действующая на такую пластичную вязкую массу, как песок, может быть разложена на напряжение сдвига τ , действующее в плоскости сдвига (параллельно плоскости седиментации), и на рассеивающее давление P , нормальное к ней. Рассеивающее давление зависит от τ , а отношение τ/P зависит от размера и плотности зерен, вязкости жидкости, в которую они погружены, и от интенсивности смещения зерен относительно друг друга. Из непосредственных наблюдений мы знаем, что длинная ось зерна лежит в плоскости τ , а его короткая ось — в плоскости P . В результате длинную ось, определяющую угол чешуйчатой укладки песчаных зерен, можно рассматривать как функцию отношения τ/A так что угол между длинной осью и плоскостью сдвига определяется по tg^T/P . Багнолд [13] нашел, что для зерен, взвешенных в полностью турбулентной жидкости, $\text{tg}^{-1} \tau/P$ равен 0,32, а в ламинарном потоке $\tau^2/r/P$ равен 0,75, причем оба значения справедливы для сред с незначительной вязкостью, таких, как вода или воздух. Первое значение соответствует углу 18° , второе — углу 37° . Чешуйчатая укладка под углом 18° к плоскости седиментации близко совпадает с наблюдаемой у большинства песчаников. Это свидетельствует о прекрасном совпадении теоретического предсказания с наблюдаемыми фактами и узаконивает, таким образом, введенное в теории Багнолда понятие рассеивающего давления, возникающего в потоке, несущем зернистый материал.

Пока никому не удалось сформулировать теорию, количественно описывающую ориентацию агрегатов зерен в однонаправленном потоке (в отличие от чешуйчатой укладки), но из наблюдений получена информация относительно ориентации зерен различной формы в зависимости от параметров потока [97].

ДЕФОРМАЦИЯ ПЕСКА В НЕЛИТИФИЦИРОВАННОМ ОСАДКЕ

Деформация песков до их литификации приводит к тому, что косая слоистость может резко менять наклон вплоть до противоположного направления, образуются также текстуры типа шаровидных и подушечных, возникают разрывы слоев, кластические дайки и оползни. Все это связано с текучестью, и если она минимальна, то первоначальная форма залегания и текстуры легко распознаваемы; при чрезмерной теку-

чести образуются плавунуны—рыхлый водоносный песок, в котором полностью взвешенное состояние обусловлено давлением поровых вод и тогда первоначальные текстуры бесследно исчезают. Хотя механизм деформации песка в осадке еще недостаточно изучен, все же можно представить его в самых общих чертах. Мур [92], Артюшков [11] и Дотт [34] проводили исследование таких песков и пришли к выводам, которые в основном и использованы в дальнейшем изложении. Позже вопрос о нестабильной слоистости подробно рассматривал Рамберг [98]. Для седиментологов могут представить интерес, в частности благодаря наличию многих литературных ссылок, работы Моргенштерна [94], Ан-дресена и Бьеррума [10]. Кюннен [72] мастерски моделировал процесс формирования шаровидной и подушечной текстур (фиг. 9-27).

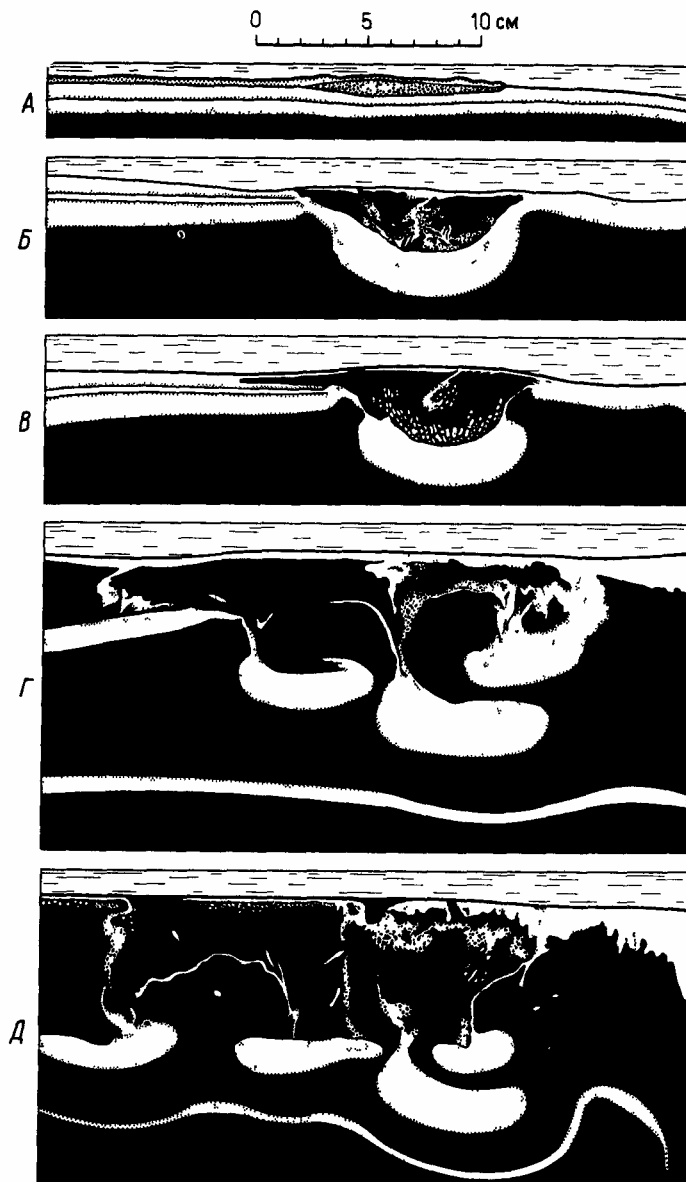
Здесь имеют значение и удельный вес песка, и напряжение сдвига между слоями. Два смежных слоя неустойчивы, если удельный вес верхнего слоя больше, чем нижнего ($\gamma > \gamma_0$). Различие удельных весов может быть следствием таких факторов, как 1) различие первоначальной упаковки (пористости); 2) степень насыщения водой (чем больше насыщение, тем меньше удельный вес); 3) проникновение разбухающих глин. Поскольку поверхность между слоями редко представляет собой ровную плоскость и всегда существуют случайные отклонения расстояний по вертикали между верхними и нижними точками вдоль границы раздела слоев, то можно рассматривать соотношение между удельным весом, местными возвышениями слоя и напряжением сдвига между слоями как дополнительный критерий неустойчивости. Артюшков [11] предположил, что один из слоев будет внедряться в другой, если $\frac{\Delta \gamma}{\gamma} > \frac{\tau}{\sigma}$, где $\Delta \gamma$ —разность их удельных весов, Δh —перепад по вертикали вдоль границы раздела, τ —напряжение сдвига между слоями, σ —напряжение сдвига вдоль границы их раздела. Размерность $\frac{\Delta \gamma}{\gamma}$ есть $ML^{-2}T^{-2}$, т. е. соответствует давлению или напряжению сдвига. Таким образом, когда $\frac{\Delta \gamma}{\gamma} > \frac{\tau}{\sigma}$ превышает $\frac{\tau}{\sigma}$, происходит деформация. Такой подход предполагает, что $\frac{\Delta \gamma}{\gamma}$ для обоих слоев значительно превышает $\frac{\tau}{\sigma}$, причем последняя величина обычно невелика. Механика движения песка в осадке заслуживает гораздо большего внимания, чем ей уделялось до сих пор. Привлекает ее экспериментальное изучение, поскольку воспроизведение чешуйчатых текстур не составляет трудности.

Сдвиговое усилие для осадочного материала дается выражением

$$\sigma_s = C + (P_n - P_w) \operatorname{tg} \varphi, \quad (9-24)$$

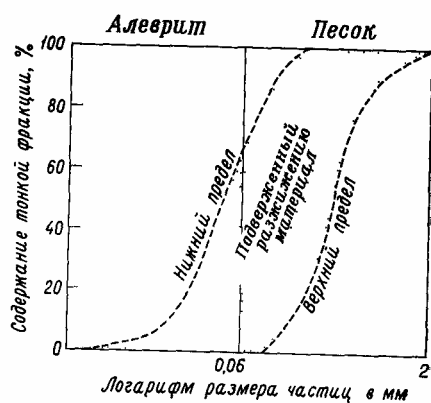
где C — сцепление, обусловленное физико-химической природой связи между частицами, которое тесно связано с составом осадочного материала, P_n — нормальная по отношению к границе раздела составляющая давления, P_w — поровое давление воды (задаваемое величиной pg_h , где h —высота столба воды, замеряемая манометром на дне русла); φ —угол внутреннего трения, характеризующий механическое сопротивление соскальзыванию и скатыванию частиц. Угол внутреннего трения зависит от формы частиц, сортировки их и средней валовой плотности материала; чем выше плотность, тем больше φ . Смачивание не влияет существенным образом на величину φ в песках, но может играть значительную роль для некоторых, особенно водонасыщенных, глин. Сцепление частиц обычно возрастает в процессе диагенеза.

Эффективное давление P определяется как $P_n - P_w$ и является главным фактором в большинстве случаев деформации нелитифицированных осадков, происходящей под влиянием кратковременных изменений давления поровых вод. Рост давления поровых вод ведет к уменьшению сдвигового усилия, и, как только поровое давление воды сравнивается с нормальным давлением, сдвиговое усилие становится равно



Фиг 9 27 Шаровые и подушечные текстуры полученные в лабораторных условиях [72]

силе сцепления, $\sigma_s = C$, малейшее возмущение переводит песчаные зерна во взвешенное состояние и возникает пловун. С другой стороны, если разрушение происходит, например, в результате подмыва речного берега или благодаря действию приливного течения, то оно сопровождается увеличением давления поровых вод, связанным с увеличением давления позади зоны обрушения, что в свою очередь приводит к формированию текучей фазы [10] Если песок переходит частично во взвешенное состояние, то уменьшается сдвиговое усилие и давление вышележащего слоя может превысить σ_d и сообщить отложениям допол-



Фиг. 9-28. Предельные размеры частиц алевролита и песка, характерные для оползней ([10], с изменениями).

нительную текучесть. Если полностью взвешенное состояние возникает на наклонной поверхности (на склоне), то формируется вязкий поток высокой плотности, подобный селевому или мутьевому потоку.

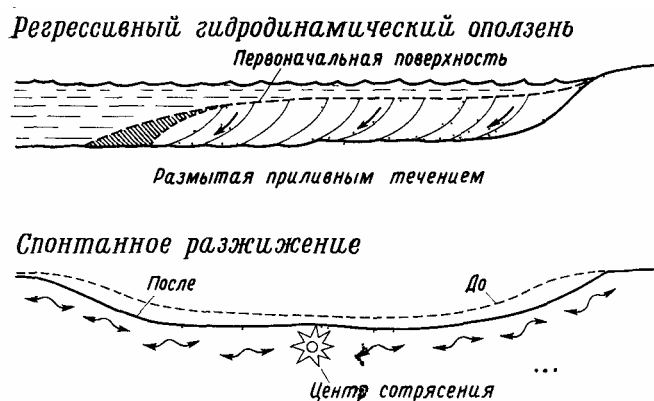
Тонкий песок и алевролит весьма подвержены деформациям, типичным для нелитифицированных осадков (фиг. 9-28), главным образом благодаря своей низкой проницаемости, т. е. неспособности быстро реагировать на колебания внешнего порового давления воды, вследствие возможных изменений глубины водоема, быстрых колебаний потока грунтовых вод или внезапного отложения песка поверх такого неуплотненного слоя. Сила тяжести (с учетом удельных весов) является

основной движущей силой, вызывающей внедрение базальной части оседающего слоя в подстилающий слой, как это имеет место при образовании ядер вдавливания. Однако избыточное давление поровых вод может также вызывать уменьшение сдвигового усилия. Для деформаций в рыхлом осадке особенно благоприятны: высокая скорость седиментации (поровая вода не успевает отжаться); переслаивание песка и ила (большая разница в удельных весах); большая пористость песка, более 44% [10], и большой угол начального уклона дна.

Обратная косая слоистость, т. е. слоистость, в которой промежуточные слои были опрокинуты в сторону течения еще до отложения вышележащего слоя, может являться результатом локального просачивания вверх грунтовых вод, что ведет к сокращению T_c — критической влекущей силы, необходимой для начала движения песчаных зерен, и в итоге влекущая сила потока опрокидывает промежуточные слои вниз по течению. Ниже предложено объяснение различий форм отложения в излучинах гидродинамически однородных потоков: изменение давления поровых вод понижает T_c , что в свою очередь влечет за собой появление различных форм отложения.

Подводные оползни слабо связанного песка и алевролита могут происходить даже при очень малом угле наклона русла, например $1-2^\circ$, хотя, естественно, чем больше наклон, тем более вероятен снос. Мор-генштерн [94] приводит примеры некоторых оползней с углом наклона от $3,5^\circ$ до 40° , вызванных землетрясениями. Андресен и Бьеррум [10] различают два типа: регрессивные (отступающие) гидродинамические оползни и оползни спонтанного разжижения песка (фиг. 9-29). Регрессивный оползень начинается на нижних участках склона и затем распространяется постепенно вверх, потому что после отрыва оползня вверх от его границы происходит разжижение. При таком типе оползней песок уносится с рыхлой подводной поверхности до тех пор, пока не вскрыется материал, обладающий большим сопротивлением сносу. Способность песка к разжижению после первоначального оползания является критическим параметром для образования регрессивного (отступающего) оползня. Спонтанное разжижение

оползающего песка вызывается первоначальным импульсным сотрясением, так что разжижение, по-видимому, начинается в одной точке и распространяется во всех направлениях—как вверх, так и вниз. Переотложение оползшего материала завершает процесс.



Фиг 9-29 Регрессивный (отступающий) гидродинамический оползень и оползень спонтанного разжижения песка ([10], с изменениями)

Оба указанных типа оползней могут быть предшественниками мутьевых потоков, хотя действительный их механизм объяснен еще не полностью [94]. Не всегда оказывается возможным установление различия в механизме образования древних песчаников, приуроченных к отложениям, возникающим за счет спонтанного разжижения песка или при отложении из некоторых типов мутьевых потоков. Терцаги [121], например, предположил, что спонтанное разжижение пород могло быть в такой же степени, как и мутьевые потоки, ответственным за имевшие место в 1929 г. хорошо известные разрывы кабеля близ Большой отмели.

СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ

Антидюна (antidune) — симметричная песчаная волна, находящаяся в одной фазе с водной поверхностью. Может смещаться по течению, против течения или оставаться на месте [114]. Характерна для бурного режима течения.

Влекущая сила волочения (tractive force) T_0 — напряжение сдвига, с которым текущая сила воздействует на поверхность частицы.

Влекущая сила гидравлического трения (drag force) — сила сопротивления за счет вязкого трения текучей среды, действующая на движущееся тело. Так же называют силу трения, возникающую при движении текучей среды вдоль неподвижной границы потока.

Волочение, ползучесть (surface creep) — тип переноса зернистых наносов частицы которых слишком тяжелы для подсакивания (сальтации).

Вязкость (viscosity) — внутреннее сопротивление текучей среды своему течению. См также Динамическая, Турбулентная и Кинематическая вязкость.

Гидравлическая эквивалентность (hydraulic equivalence) — два зерна называют гидравлически эквивалентными, если они обладают одинаковой скоростью оседания. Обычно в качестве эталона принимают кварцевый шар.

Гидравлический радиус (hydraulic radius) R_h — площадь поперечного сечения пространства, заполненного жидкостью, деленная на периметр этого сечения. Для реки обычно принимают ее глубину.

Глубина потока (depth of flow) D — примерно то же, что и средняя глубина, однако обычно под ней понимают глубину над гребнями дюн или ряби. В зависимости от того или иного подхода к задаче можно ввести столько же «глубин потока» в данной реке, сколько и его «скоростей».

Давление поровых вод (pore water pressure) — определяется как pg_h , где h — гидравлический напор. Решающим образом сказывается на величине сдвигового усилия. Если поровое давление воды больше или равно нормальному (вертикальному) давлению, песок переходит во взвешенное состояние.

Динамическая вязкость (dynamic viscosity) μ — сопротивление течению за счет сил действующих между молекулами жидкости, своего рода характеристика внутреннего трения данной жидкости. Определяется как напряжение сдвига, деленное на скорость деформации сдвига.

Дюна (dune) — крупная песчаная волна, образованная потоком воды или воздуха над зернистой поверхностью. Вверх по течению обращен пологий склон, вниз — крутой, в результате поперечный разрез дюны представляет собой резко асимметричный треугольник. Подобна песчаной ряби, но крупнее.

Кажущаяся вязкость (apparent viscosity) — вязкость смешанной системы глина-вода, которая превышает вязкость чистой воды.

Кинематическая вязкость (kinematic viscosity) ν — динамическая вязкость, деленная на плотность.

Комбинированная рябь течения (combined flow ripples) — рябь, образованная путем совместного действия течений и волн [53].

Критическая влекущая сила (или критическая сила волочения — critical tractive force) — минимальное напряжение сдвига между текучей средой и частицами заданного размера, при котором последние начинают двигаться (трогаются с места). То же, что и критическое напряжение гидравлического сдвига.

Критическая скорость (critical velocity) — скорость потока на заданной высоте от дна, необходимая для того, чтобы зерно начало двигаться.

Ламинарное течение (laminar flow) — движение жидкости параллельными пластами, или слоями, при отсутствии перемешивания между отдельными слоями.

Ламинарный пограничный подслои (laminar sublayer) — базальная зона в по-граичном слое ламинарного потока.

Линия тока (stream line) — кривая, касательные к которой в каждой точке совпадают с вектором скорости частицы жидкости.

Мутьевой (турбидитный) поток (turbidity current) — плотностный поток, движущийся в результате того, что взвешенные в воде наносы обуславливают избыточный удельный вес по сравнению с чистой средой.

Напряжение сдвига (shear stress) τ — сила на единицу площади, действующая параллельно дну; обеспечивает перенос частиц, определяется произведением динамической вязкости на скорость скольжения или деформации сдвига. Равно по величине $V SD$, где γ — удельный вес текучей среды, S — гидравлический уклон равномерного течения, D — глубина потока.

Песчаные волны (sand waves) — система параллельных друг другу гребней и борозд, сформированных движущимися по течению алевритом, песком, или гравием, которые обычно перпендикулярны течению. В это понятие включают рябь и дюны.

Плоское ложе (plane bed) — ложе с гладкой, твердой поверхностью, без ряби или дюн и. таким образом, обладающее малым сопротивлением потоку. Его шероховатость определяется размером наиболее крупных зерен.

Плотностное число Фруда (densimetric Froude number) — число, характеризующее поток, имеющий границу раздела между средами разной плотности, например

$$\text{мутьевой поток Определяется как } F_{\rho} = v / \sqrt{\frac{\Delta \rho}{\rho} g d}.$$

Пограничный слой (boundary layer) — зона, в которой происходит значительное торможение движения текучей среды за счет сопротивления трению на границе раздела. Может быть турбулентным по всей толщине или же обладать ламинарным подслоем, прилегающим непосредственно к границе раздела.

Поверхностная шероховатость (form roughness) — неровность границы раздела, микрорельеф в виде мелкой ряби. Шероховатость — параметр, существенно влияющий на профильное сопротивление.

Поток твердых частиц (grain flow) — псевдоламинарный структурный поток вязкой среды, представляющей собой взвесь песка в воде с высокой концентрацией тонкодисперсных песчаных зерен. Особая форма движения песчаных наносов в руслах древних рек, которой соответствует определенная текстура древних песчаников [115].

Промойка (scour) — образуется за счет полного удаления осадка с данного участка поверхности.

Профильное сопротивление (form drag, form resistance) — сопротивление потоку за счет деформации пограничного слоя, типичной в природных условиях при образовании дюн и ряби. Называется также сопротивлением формы.

Равномерное течение (uniform flow) — скорость (или средняя скорость) одинакова по всей площади любого сечения, перпендикулярного к границе поверхности.

Рассеивающее давление (dispersive pressure) — фактор переноса обломочного материала по руслу. Направлено перпендикулярно вверх от дна, возникает за счет сдвиговых смещений перемещающихся и оударяющихся между собой зерен.

Режим потока (flow regime) — понятие, введенное в гидротехнике для характеристики течений. Определяется вариациями потока при одинаковых форме ложа, сопротивлении потоку и форме переноса

Ровное ложе (flat bed) — см. Плоское ложе (plane bed).

Рябь (ripple) — небольшие песчаные золны, перпендикулярные к направлению течения. Могут быть симметричными или асимметричными, в зависимости от того, образованы они водными течениями или волнами

Сальтация (saltation) — скачкообразный характер движения песчаных зерен, попеременно увлекаемых потоком и падающих обратно на песчаную поверхность.

Сверхкритическое течение (shooting flow) — тип гидро- или аэродинамического потока, в котором гравитационные волны дрейфуют вниз по течению; характеризуется числом Фруда больше 1

Сдвигающее усилие (shear strength) — компонента силы, касательная к границе раздела, определяемая как $\sigma_s = C - P' \operatorname{tg} \varphi$, где C —сцепление, P' —эффективное давление, φ —угол внутреннего трения. Сдвигающее усилие—критический параметр: если он превышен, происходит деформация.

Скорость падения (fall velocity) v_s — то же, что скорость оседания. Скорость, с которой частица падает в текучей среде под действием силы тяжести. Зависит от плотности, диаметра, размера частицы, а также от плотности и вязкости среды. **Скорость скольжения** (friction velocity, shear velocity) — определяется как

$U_{*0} = \tau_0 / \rho$, фигурирует во многих гидродинамических уравнениях. Характеризует эффекты только вблизи от границы раздела.

Слой вовлечения (traction carpet) — новый термин, введенный [35] для определения нижней зоны турбулентного течения с наибольшей средней плотностью за счет салтирующих частиц.

Сопrotивление (resistance) — сила, с которой граница раздела воздействует на поток текучей среды.

Спокойное течение (tranquil flow) — тип течения, для которого число Фруда меньше 1. Гравитационные волны дрейфуют вверх по течению. Называется также плавным течением.

Срыв потока (flow separation) — обычно происходит в результате резкого изменения геометрической формы границы раздела. Вблизи от места срыва возникают многочисленные турбулентные вихри, не вносящие вклада в поступательное движение потока в целом. Типичен для таких препятствий в русле, как дюны; происходит в направлении течения.

Сцепление (cohesion) — грубо говоря, это силы связи между частицами. Значительно для глин, однако практически отсутствует в песках и большинстве алевритов.

Турбулентная вязкость (eddy viscosity) μ_t — внутреннее сопротивление жидкости движению, возникающее при турбулентности. Определяется как напряжение сдвига, деленное на среднюю скорость турбулентного сдвига. Зависит от степени турбулентности потока, а не от типа жидкости.

Турбулентное течение (turbulent flow) — характеризуется нерегулярностью линий тока, интенсивным вертикальным и боковым перемешиванием.

Угол внутреннего трения (internal angle of friction) φ — величина, зависящая от формы, плотности и сортировки осадочного материала; чем плотнее его упаковка, тем значительнее φ . Смачивание, даже до насыщения, очевидно, мало влияет на φ .

Удельный вес (specific weight) γ — отношение веса к объему, определяемое как произведение плотности на ускорение силы тяжести.

Число Фруда (Froude number) F — безразмерное отношение сил — инерционной к гравитационной, определяется как v/\sqrt{Dg} , где v — скорость, D — обычно глубина водоема, g — ускорение силы тяжести. См. также Плотностное число Фруда.

Число Рейнольдса (Reynolds number) R — безразмерное отношение силы инерции к силе вязкого сопротивления. Зависит от геометрии русла и шероховатости. В природе в большинстве случаев, если R велико (>2000), то течение турбулентное, если мало (<500) — ламинарное.

Шероховатость (roughness) — в широком смысле слова микротопографический рельеф границы раздела между жидкой (газовой) и твердой фазами. Определяется формой и размером обломочного материала, характером песчаной ряби и дюн.

Эффективная плотность (effective density) $\Delta\rho$ — разность между плотностью мутяевого потока и плотностью статической текучей среды, под которой протекает последний.

Эффективное давление (effective pressure) P' — определяется как разность между нормальным давлением вышележащей среды (например, водного столба) и давлением поровых вод. Главный переменный параметр, характеризующий сдвиговое усилие в насыщенных (водой) песках.